

Modelo Neotectónico Del Flanco Suroccidental Del Sinclinal De Medina En El Piedemonte
Llanero Colombiano A Partir De Métodos Geofísicos: Magnetotelúrica, Tomografía Eléctrica Y
Refracción Sísmica

Silvana Paola Morantes Ochoa

Trabajo De Grado Para Optar El Título De
Magister En Geología

Director
Jorge Eduardo Pinto Valderrama
Geólogo Msc

Universidad Industrial De Santander
Facultad De Fisicoquímica
Escuela De Geología
Magister En Geología
Bucaramanga

2020

Dedicatoria

A mi familia quienes han sido apoyo fundamental
para el desarrollo de este proyecto.

A mi hija Elizabeth Jurado, quien ha sido mi mayor
motivación y fortaleza para cada uno de
mis pasos, quien me acompañado día a día
en cada uno de los momentos importantes.

Para ella este y todos los logros.

Agradecimientos

A Dios por las bendiciones recibidas, por darme la fuerza, y sabiduría para seguir adelante, superando los obstáculos que se presentaron en esta etapa y por la oportunidad brindada para ser parte de este proyecto.

Agencia Nacional de Hidrocarburos (ANH), Universidad Industrial de Santander y a la Vicerrectoría de Investigación y Desarrollo, por el patrocinio económico brindado para el proyecto de la maestría. Del mismo modo a la Escuela de Geología por destinar parte de los recursos para el desarrollo de la investigación de este proyecto.

A la Escuela de física y al laboratorio de geofísica, por su disposición y colaboración, fueron indispensables para esta investigación.

Agradezco a mis evaluadores Francisco Velandia y Orlando Hernández, por sus exigencias y correcciones que permitieron mejorar mi nivel académico e investigativo.

A mi director y profesor Jorge Eduardo Pinto, quien creyó en mí y mis capacidades para desarrollar esta investigación y en especial por su dedicación e interés en dirigir este proyecto.

Por último, agradezco a mis compañeros de maestría, docentes y compañeros de la maestría en geofísica que dedicaron tiempo y conocimiento, así como un ambiente ameno para concluir de la mejor manera este proyecto.

Tabla De Contenido

Introducción.....	16
1. Marco Geológico	20
1.1 Geología Regional	20
1.2 Antecedentes.....	21
2. Marco Teórico	25
2.1 Neotectónica	25
2.2 Zona de Relevó y fallas de relevó	26
2.3 Métodos Geofísicos	28
2.3.1 Método Tomografía Eléctrica.....	29
2.3.2 Refracción Sísmica	31
2.3.3 Magnetotelúrica (MT)	32
3. Metodología.....	34
3.1 Procesamiento de Datos Geomorfológicos.....	34
3.1.1 Datos Morfométricos	34
3.1.2 Datos Morfogénesis	36
3.2 Adquisición de Datos Geofísicos	37
3.2.1 Tomografía Eléctrica	38
3.2.2 Perfiles de Refracción Sísmica	39
3.2.3 Magnetotelúrica	40

3.3 Procesamiento De Datos Geofísicos.....	42
3.3.1 Tomografía Eléctrica	42
3.3.2 Perfiles De Refracción Sísmica	44
3.3.3 Magnetotelúrica	45
4. Resultados.....	47
4.1. Geología.....	48
4.2 Geomorfología.....	53
4.2.1 Morfometría.....	53
4.2.2 Morfogénesis	55
4.3 Evidencias Neotectónicas	62
4.4 Perfiles de métodos geofísicos	67
4.4.1 Perfil 1.....	67
4.4.2 Perfil 2	69
4.4.3 Perfil 3	71
4.3 Magnetotelúrica	72
5. Análisis De Resultados Y Discusión	74
6. Conclusiones.....	96
7. Alcances y limitaciones	98
8. Recomendaciones	99
Referencias Bibliográficas.....	100

Lista de Tablas

Tabla 1. Descripción de los afloramientos prominentes de la zona de estudio.....	48
Tabla 2. Descripción geológica de las unidades de la zona de estudio asociado con la geomorfología.....	52
Tabla 3. Morfogénesis de las subunidades geomorfológicas y descripción.....	59

Lista de Figuras

Figura 1 : A zona norte de la Cuenca de Medina, B zona sur de la Cuenca de Medina. Zona de estudio. Tomado del Mapa Geológico del SGC 2015, escala 1:100.000.	19
Figura 2: Bloque esquemático que muestra una rampa de falla (simplificado de Crider y Peacock, 2004).....	27
Figura 3: Rangos de inclinaciones e intervalos correspondientes usados en este estudio.....	35
Figura 4: Rangos de Rangos de orientaciones y sus intervalos correspondientes usados en este estudio.....	35
Figura 5: Arreglos en superficie para la adquisición de los datos. a) Tomografía Eléctrica, b) refracción sísmica y c) Magnetotelúrica.....	42
Figura 6: Ejemplo de la ventana de funcionamiento del programa RES2DINV. a) Resistividad aparente medida. b) Resistividad calculada. c) Inversión final.	43
Figura 7: Procesamiento de trazas sísmicas en el programa SeisImager a) modulo Pickwin y b) modulo Plotrefa	45
Figura 8: Tabla de resistividades modificado de modificado de Orellana, (1982).	46
Figura 9: Ubicación de municipal y veredal del área de estudio. Localización geográfica de los perfiles geofísicos.	47
Figura 10: Mapa geológico a escala 1:25.000 el recuadro amarillo simboliza el área de estudio.	50
Figura 11: Perfil topográfico 1 y Perfil topográfico 2 del mapa geológico.	52
Figura 12: A) Mapa de pendientes, B) mapa de Orientaciones y C) Mapa de curvas de nivel. El cuadro amarillo simboliza la zona de estudio.....	55

Figura 13: Ambientes Morfogenéticos de la zona de estudio. Se conserva la escala y área geográfica de la figura 8.	56
Figura 14: Mapa de subunidades geomorfológicas a escala 1:25.000, el recuadro amarillo simboliza el área de estudio.....	57
Figura 15: Fotografías panorámicas de la zona de estudio y las estructuras geomorfológicas determinadas. a) Abanico aluvial incisivo, b) Terraza de acumulación intermedia, c) Llanura de inundación con barras longitudinales, d) Terraza de acumulación muy antigua, e) Terrazas de acumulación antigua e intermedia y Llanura de inundación, f) Abanico aluvial incisivo, intermedia y creciente, y Llanura de inundación, g) Corona de deslizamiento y h) Ladera erosiva.....	59
Figura 16: Lóbulos de detríticos. Vereda San Isidro.....	62
Figura 17: Evidencias morfotectónicas. TB: Terraza basculada (a), DD: Drenaje Desplazado (a, c y e) D: Deslizamientos y LoD; Lóbulos deformados (a, c y e).	64
Figura 18: Mapa de indicios neotectónicos a escala 1:25.000 de la zona de estudio.....	66
Figura 19: Tomografía eléctrica de resistividades. A y B capas asociadas a los valores de resistividades. La línea guion en blanco representa el contacto de las capas A y B	68
Figura 20: Tomografías sísmicas. A y B corresponden a capas dadas en velocidad (m/s).....	69
Figura 21: tomografía eléctrica de resistividades. A y B capas asociadas a los valores de resistividades. La línea guion en blanco representa el contacto de las capas A y B	70
Figura 22: Tomografías sísmicas. A y B corresponden a capas dadas en velocidad (m/s).....	71
Figura 23: Tomografía eléctrica de resistividades. A y B capas asociadas a los valores de resistividades. La línea guion en blanco representa el contacto de las capas A y B	72
Figura 24: Ventana de corrección de desplazamiento estático basada en los datos TDEM y VES	73

- Figura 25:** Asociación de captura fluvial y depósitos aluviales en el piedemonte (Pastor, 2013).
..... 76
- Figura 26:** Reconstrucción del relieve de las cuencas de drenaje y abanicos aluviales en dos estadios, t1 inicial y t2 actual. Se aprecia la disparidad en el crecimiento de las áreas de cuenca (Ac) y las de abanicos (Aa) entre t1 y t2 (Suvires, 2013)..... 77
- Figura 27:** Correlación de los métodos geofísicos en el Perfil 1. Arriba tomografía sísmica, Abajo tomografía eléctrica. La línea tipo guion blanca el contacto de las dos capas (A y B). la línea guion negra señalando las fallas inferidas. 81
- Figura 28:** Correlación de los métodos geofísicos en el Perfil 2. Arriba tomografía sísmica, Abajo tomografía eléctrica. La línea tipo guion blanca el contacto de las dos capas (A y B). la línea guion negra señalando las fallas inferidas. 83
- Figura 29:** Interpretación de la Tomografía eléctrica del perfil geofísico 3. La Línea guion negra indica la falla inferida. 84
- Figura 30:** **a** y **b** corresponden a la interpretación realizada por Fazzito, (2011), **c** tomografía eléctrica y **d** tomografía sísmica, interpretaciones realizadas por Cotto, et al (2018)..... 85
- Figura 31:** Análisis de resultados del método de Magnetotelúrica asociado a la tabla de resistividades de Orellana, (1982). 87
- Figura 32:** Relación de las fallas inferidas en los métodos geofísicos con la zona de adquisición en superficie. A) Perfil 1: Vereda San Isidro, Perfil 2 Vereda Mesa negra Grande. B) Perfil 3: Municipio de Medina..... 89
- Figura 33:** Mapa neotectónico a escala 1:25.000. en recuadro amarillo la zona de estudio. 90
- Figura 34:** 1) Zona de falla y rampa de relevo (simplificado de Crider y Peacock, 2004), 2) Es la fase de iniciación de las fallas, con pequeños segmentos, (B) la fase de interacción de los

segmentos para formar fallas de mayor extensión y (C) fase final donde los segmentos ya han interactuado y alcanzaron mayores desplazamientos, los segmentos Y y Z no interactuaron, por eso su poco desplazamiento (Gawthorpe y Leeder, 2010). 91

Figura 35: Evolución estructural de la zona de estudio. Flecha  : dirección del esfuerzo principal de empuje para la formación de la cuenca piggy back. Flechas  : dirección del levantamiento del borde de la cuenca y subsidencia flexural. Flechas  : dirección de movimientos de bloques producto de la falla normal inferida (línea guion en rojo). Al Este del esquema e en línea guion morada se representa como se podría estar presentando como se están comportando la cuenca (de esta zona no hay información pues no se incluye en el presente trabajo). 93

Figura 36: evolución estructural de una cuenca piggyback a partir del reactivamiento inverso de fallas normales. En cuando rojo, esfuerzos menores perpendiculares al avance del cabalgamiento por el esfuerzo principal. Cuadro amarillo, fallas normales en el frente compresivo, producto de la subsidencia y elevación de los bordes de la cuenca (modificado de Ferrière, et al 2004). 95

Resumen

Título: Modelo Neotectónico Del Flanco Suroccidental Del Sinclinal De Medina En El Piedemonte Llanero Colombiano A Partir De Métodos Geofísicos: Magnetotelúrica, Tomografía Eléctrica Y Refracción Sísmica*

Autor: Silvana Paola Morantes Ochoa**

Palabras claves: Neotectónica, Métodos Geofísicos, Piedemonte Llanero.

Descripción:

La Subcuenca Medina hace parte de la configuración de cabalgamientos del Piedemonte Llanero Colombiano, regido desde el Mioceno hasta el presente por la Orogenia Andina. Este último evento provoco la reactivación de antiguas fallas normales en fallas inversas como lo son las fallas Tesalia – Servita y Guaicaramo, las cuales delimitan y configuran activamente esta subcuenca. Por medio de análisis geomorfológicos y geológicos se determinó evidencias neotectónicas al Oeste de la subcuenca en límites con las fallas Tesalia – Servita., como zonas de deformación en la superficie de las terrazas, deslizamientos, desviaciones de drenajes y basculamientos en las terrazas, entre otros, generando lineamientos de deformación débiles y moderados. La litología de las unidades presentes se infiere a partir de datos de campo y de la aplicación del método geofísico de Magnetotelúrica. Por medio de la implementación de métodos geofísicos someros como tomografía eléctrica de resistividades y refracción sísmica, se realizaron 3 perfiles geofísicos en las zonas donde se determinó las deformaciones. En los perfiles 1 y 2 se infiere una falla normal, estas se asocian al lineamiento de deformación moderado y están desplazando los drenajes y controlando la deformación en la superficie de la terraza. En el perfil 3 solo se determinó una falla normal asociado al lineamiento de deformación débil y al deslizamiento de ubicado en la vereda El Vesubio. Debido a su paralelismo, el corto desplazamiento entre capas y que no afloran en superficie; las fallas normales con rumbo N44 E y buzando al NW, se establecen como un sistema de fallas relevo inmaduro.

* Trabajo de grado

** Facultad de Fisicoquímica, Escuela de Geología, Director: Jorge Eduardo Pinto Valderrama

Abstract

Title: Neotectonic Model of the Southwest Flank of the Sinclinal Medina in the Colombian Llanero Piedmont Piedmont Based on Geophysical Methods: Magnetotelluric, Electrical Tomography and Seismic Refraction*

Author: Silvana Paola Morantes Ochoa**

Keywords: Neotectonics, Geophysical Methods, Piedemonte Llanero

Description

The Medina Sub-basin belongs Piedemonte Llanero Colombiano, ruled from the Miocene to the present by the Andean Orogeny. This event caused the reactivation of old normal faults in inverse faults such as the Tesalia - Servita and the Guaicáramo fault, which actively define and configure this sub-basin. Through geomorphological, geological analysis, neotectonic evidence was determined to the west of the sub-basin in limitations with the Tesalia - Servita faults, such as folds on the surface of the terraces, landslides, deviations of drains and tilts on the terraces, forming deformation guidelines weak and moderate. The lithology of the units present is established based on field data and the application of the geophysical method of Magnetotelluric. By means of the implementation of shallow geophysical methods such as electrical resistivity tomography and seismic refraction, 3 geophysical profiles were made in the areas where the deformations were determined. In profiles 1 and 2 a normal fault is inferred; these are associated with the moderate deformation guidelines and are displacing the drains and controlling the deformation on the terrace surface. In profile 3, only a normal fault associated with the weak deformation line and the slippage located on the El Vesubio sidewalk was determined. Due to their parallelism, the short displacement between layers and that do not surface surface; normal faults with heading N44 E and diving to the NW, are considered as an immature relay fault system.

* Trabajo de grado

** Facultad de Fisicoquímica, Escuela de Geología, Director: Jorge Eduardo Pinto Valderrama

Abstract

Title: Neotectonic Model of the Southwest Flank of the Sinclinal Medina in the Colombian Llanero Piedmont Piedmont Based on Geophysical Methods: Magnetotelluric, Electrical Tomography and Seismic Refraction*

Author: Silvana Paola Morantes Ochoa**

Keywords: Neotectonics, Geophysical Methods, Piedemonte Llaner

Description

The Medina Sub-basin belongs Piedemonte Llanero Colombiano, ruled from the Miocene to the present by the Andean Orogeny. This event caused the reactivation of old normal faults in inverse faults such as the Tesalia - Servita and the Guaicáramo fault, which actively define and configure this sub-basin. Through geomorphological, geological analysis, neotectonic evidence was determined to the west of the sub-basin in limitations with the Tesalia - Servita faults, such as folds on the surface of the terraces, landslides, deviations of drains and tilts on the terraces, forming deformation guidelines weak and moderate. The lithology of the units present is established based on field data and the application of the geophysical method of Magnetotelluric. By means of the implementation of shallow geophysical methods such as electrical resistivity tomography and seismic refraction, 3 geophysical profiles were made in the areas where the deformations were determined. In profiles 1 and 2 a normal fault is inferred; these are associated with the moderate deformation guidelines and are displacing the drains and controlling the deformation on the terrace surface. In profile 3, only a normal fault associated with the weak deformation line and the slippage located on the El Vesubio sidewalk was determined. Due to their parallelism, the short displacement between layers and that do not surface surface; normal faults with heading N44 E and diving to the NW, are considered as an immature relay fault system.

* Trabajo de grado

** Facultad de Fisicoquímica, Escuela de Geología, Director: Jorge Eduardo Pinto Valderrama

Introducción

El área de estudio se localiza en el margen este de la Cordillera Oriental, en el Piedemonte Llanero, En el Este del departamento de Cundinamarca, Colombia, correspondiendo al flanco suroccidental del Sinclinal de Medina delimitado por el sistema de fallas Tesalia-Servita al oeste, en la subcuenca de Medina. Con coordenadas al Oeste: N 4° 31' 14.78'' y W 73° 25' 43.67'' y coordenadas al Este N 4° 31' 44.27'' y W 73° 18' 53.66'' y con un área de 70.9 Km cuadrados (figura 1). La Falla de Tesalia-Servitá es el producto del alto grado de reactivación de una falla normal principal del graben de Guatiquía que generó la estructura del Anticlinal de Farallones en el bloque colgante, el cual es simétrico hacia el norte debido a la sobreposición a un graben, mientras que hacia el sur su geometría es asimétrica condicionada por un antiguo semigraben del cretácico inferior (Mora et al., 2006;2009), colocando en contacto el Anticlinal de farallones con la subcuenca de Medina.

La subcuenca de Medina se puede dividir en dos zonas (figura 1): en la Zona Norte (**A**) comprendido por el sinclinal de Río Amarillo, el sinclinal de Chámeza y el Anticlinal de Guavio, en estas estructuras afloran rocas del Neógeno y Paleógeno con alto potencial para reservas de hidrocarburos. Por el contrario, en la Zona Sur (**B**), la única estructura que se encuentra es el Sinclinal de Medina, el cual está cubierto casi en su mayoría por depósitos cuaternarios, a su vez geoméricamente la subcuenca en esta zona (B) es más estrecha y presenta un cabeceo hacia el Suroeste. Aparte de las variaciones estructurales y estratigráficas, se evidencia una mayor variación en la zona (**B**) en los drenajes y morfología en los depósitos cuaternarios.

Se infiere que uno de los posibles impedimentos para determinar la posible variación estructural en la zona de estudio, es que el análisis y evolución geológica del Piedemonte Llanero se ha

realizado a partir de la información sísmica 2D y 3D y pozos, obtenida en las campañas de exploración petrolera de gran extensión y profundidad. De esta forma en las líneas sísmica, las zonas más cercanas a la superficie y hacia la falla de Tesalia presentan mayor ruido y menor calidad en los reflectores, afectando la interpretación de estas. Igualmente se presenta la misma dificultad para realizar interpretaciones estratigráficas que permitan inferir otras hipótesis de lo sucedido desde el Neógeno y que explique la deformación de los depósitos cuaternarios.

Los modelos estructurales recientes (Collete, 1990., Covey, 1993., Cooper, 1995., Dengo and y Branquet, 2002), han aportado gran conocimiento a la evolución Tectóno-sedimentaria de la Cordillera Oriental, el Piedemonte Llanero y la cuenca de los Llanos, a partir de interpretación sísmica, datos estructurales, estratigráficos y sedimentológicos. Esta información a su vez ha sido importante para establecer la evolución geológica de la subcuenca centrando en su interés en rocas del Paleógeno y Neógeno. Pero ninguno de los modelos estructurales de la región contempla una explicación la gran depositación y deformación de los depósitos cuaternarios de la zona centro-sur de la Cuenca Medina. Tampoco se han realizado otros tipos de estudios que puedan plantear lo sucedió en esta zona de manera local.

Teniendo en cuenta lo anterior se plantea que las fallas Tesalia y Guaicaramo están controlando la deformación y plegamiento de las formaciones del Neógeno y cuaternarios en la Subcuenca Medina, por medio de un relevo regional entre estas dos fallas, formando en su estructura interna una rampa de relavó que hacia la zona centro – sur de la cuenca se está hundiendo, creando fracturas secundarias en relevo reciente y a su vez generando nuevos depocentros evidenciado en la geomorfología superficial.

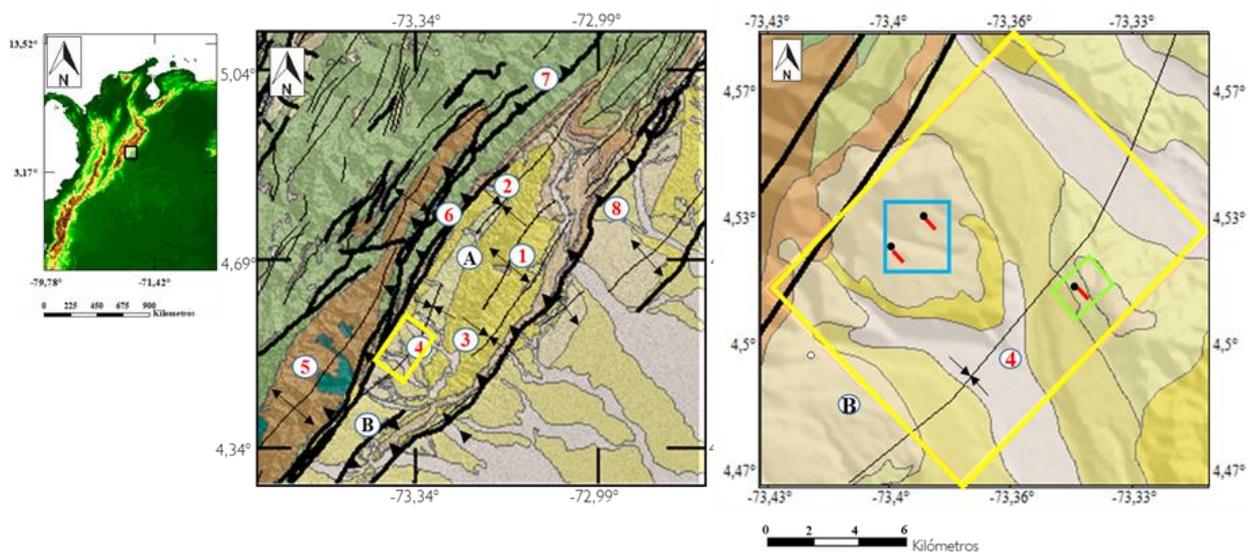
La presencia de las fallas de relevo puede estar deformando o controlando los depósitos cuaternarios, por cual es necesaria la implementación de herramientas de análisis someros que

permitan estudiar los depósitos. Se tomó como base, el estudio morfotectónico realizado por Pinto-Valderrama, (2015), en cual se plantea la presencia de fallas de relevo en la zona sur del Sinclinal de Medina.

El objeto de estudio es aportar al conocimiento geológico de la zona, mediante la cartografía neotectónica y los métodos geofísicos Magnetotelúrica, Tomografía eléctrica y Refracción sísmica, para determinar la presencia de fallas en relevo y su respectiva cinemática.

Para lo anterior se plantearon objetivos específicos que contribuyen al desarrollo del presente trabajo en pro de desarrollar la hipótesis planteada. Los objetivos son:

- Realizar la cartografía neotectónica superficial del área de estudio a escala 1:25.000.
- Generar el modelo estructural de la zona a partir de las imágenes 2D de los métodos Magnetotelúrica, Tomografía eléctrica y refracción sísmica.
- Describir el modelo evolutivo del comportamiento estructural en el neógeno y cuaternario.



ESTRUCTURAS		Periodo	LEYENDA	
←+→	Anticlinal	Cuaternario (Q)	Q-al	Depósitos aluviales y de llanuras aluviales
→+←	Sinclinal		Q-ca	Abanicos aluviales y depósitos coluviales
▲▲▲	Falla Inversa		Q1-ca	Abanicos aluviales disectados
①	Anticlinal de Guavio	Neógeno (N)	N2Q1-Sc	Conglomerados de bloques a guijos con intercalaciones de arcillas y arenitas de grano fino a grueso
②	Sinclinal de Chámeza		E3N1-Stm	Intercalaciones de arenitas localmente conglomeráticas, lodolitas y arcillolitas. Ocasionalmente, delgadas capas de carbón.
③	Sinclinal de Río Amarillo	Paleógeno (E)	E6e9-Sct	Arenitas de grano fino a conglomeráticas interestratificadas con arcillolitas y limolitas. Ocasionalmente, lentes de hierro oolítico y carbón.
④	Sinclinal de Medina		k6E1-Stm	Arcillolitas rojizas con intercalaciones de cuarzoarenitas de grano fino. Mantos de carbón a la base.
⑤	Anticlinal de Farallones	Cretácico (K)	k1k6-Stm	Shales, calizas, fosforitas, cherts y cuarzoarenitas. Predominio de facies finas al norte del Cocuy y facies más arenosas al sur.
⑥	Falla Tesalia		b1k1-Sm	Arcillolitas y limolitas negras con intercalaciones menores de arenitas y calizas. Segmentos de cuarzoarenitas de grano fino a grueso y conglomerados.
⑦	Falla Servita		b1-Sctm	Conglomerados y brechas; arenitas de grano fino a conglomeráticas y calizas estromatolíticas, e intercalaciones de lodolitas negras.
⑧	Falla Guaicaramo		Devónico (D)	DC-Sctm
A	Zona Norte	Ordovícico (O)		OS1-Mbg
B	Zona Sur		O1-pf	Cuarzomonzonitas con variaciones granitos y granodioritas
—	Perfiles geofísicos			
□	Zona de adquisición geofísica, perfiles 1 y 2			
◇	Zona de adquisición geofísica, perfil 3			
•	Inicio Perfiles geofísicos			

Figura 1 : **A** zona norte de la Cuenca de Medina, **B** zona sur de la Cuenca de Medina. Zona de estudio. Tomado del Mapa Geológico del SGC 2015, escala 1:100.000.

1. Marco Geológico

1.1 Geología Regional

La Cordillera Oriental, en la parte norte de la cadena montañosa de los Andes, presenta una fuerte complejidad asociada a la interacción tectónica de las placas Nazca, Caribe y Suramérica (Cortés *et al.*, 2006). La formación de las cuencas se han dividido en dos eventos importantes; el primero muestra una etapa de acumulación en ambiente extensivo de “synrift” (rifting) durante la conformación de una cuenca de retro-arco (back-arc) desde el Triasico-Jurasico y parte del cretácico inferior (Sarmiento-Rojas *et al.*, 2006) y el segundo la inversión tectónica de las secuencias depositadas ocurridas durante el Cenozoico (Colleta *et al.*, 1990; Dengo y Covey, 1993; Cooper *et al.*, 1995; Mora *et al.*, 2006).

Desde el Cretácico Inferior hasta el Maastrichtiano en el Cretácico Superior, la cuenca fue controlada por fallas normales asociadas a un rift como la falla de Guaicaramo, depositándose sedimentos marinos y transicionales sobre un basamento paleozoico (Mora *et al.* 2009), seguido de la subsidencia post-rift pasiva de la cuenca retroarco, también se presenta una etapa de subsidencia termal (Acosta, 2002).

A finales del Cretácico y principios del Paleógeno se presenta el evento final de acreción de la Cordillera Occidental causando el levantamiento y erosión de la Cordillera Central y marcando el inicio de la secuencia que se deposita en la cuenca antepais pre-andina (Etayo-Serna *et al.*, 1983 y Cediél *et al.*, 2003) y de esta forma se depositaron sedimentos continentales, transicionales y de marinos someros dejando evidencia de la regresión del mar.

Los eventos de inversión tectónica se dieron con el aumento de la convergencia entre las placas Nazca y Suramérica, generando la deformación compresiva en el Eoceno medio. En el Eoceno

tardío y Oligoceno se da un periodo prolongado de fallamiento normal y subsidencia en respuesta a los movimientos de las cordilleras Occidental y Central y así continuar con la subsidencia de la Cuenca de los Llanos Orientales, donde ocurre de nuevo una transgresión marina y así formar una cuenca “foreland” (Sarmiento, 2001).

Se ha determinado que la primera fase de inversión tectónica de la Cordillera Oriental comenzó en el Mioceno debido a la colisión del bloque Baudo–Panamá con el margen occidental activo de América del Sur (Van Der Hammen., 1960; Colleta et al., 1990; Cooper et al., 1995). Mediante el análisis de interpretación sísmica en el Piedemonte Llanero el periodo de máxima inversión de la cuenca reportada por Rochat *et al.*, (2003) es de 5-3 Ma, Martínez (2006) entre 7–5 Ma y para Cortes *et al.*, (2006) entre 14–5 Ma. depositando una gran secuencia de sedimentos en la cuenca antepais en el Piedemonte Llanero. Durante esta fase de deformación, la Cordillera Oriental fue levantada y erodada, fallas extensionales antiguas fueron invertidas y se desarrollaron nuevas estructuras compresionales. Así mismos pliegues del Eoceno Medio fueron reactivados en el flanco occidental de la Cordillera Oriental y en el Valle Medio del Magdalena (Según Buttler y Schammel, 1989 en Cooper *et al.*, 1995).

Las últimas fases compresivas se dan por el levantamiento regional de toda la cadena en el Plioceno-Pleistoceno (Dengo y Covey, 1993), en las cuales antiguas fallas normales se reactivan de forma inversa y desarrollan las nuevas estructuras compresivas que actualmente se pueden observar (Reyes et al., 1991).

1.2 Antecedentes

Estudios locales en la Cuenca de Medina determinaron geformas de origen estructural y fluvial afectado por neotectónica como el realizado por (López, 2004), en el cual determina

morfologías de espinazcos que exhiben una intercalación entre capas blandas y duras que son características en los bloques colgantes de la Falla Guaicáramo, terrazas de origen fluvial generadas por la acumulación de materiales de los ríos trenzados y abanicos aluviales. Debido a la constante deformación tectónica hacia el oriente, los depósitos recientes se han plegado y deformado ocasionando que los ríos los disecten y separando las terrazas por los valles de estos. La migración de los ríos en los valles ha dejado evidencia de canales antiguos no activos y canales nuevos activos.

Por primera vez Mora. (2006) muestra pruebas detalladas sobre el carácter de inversión de la cuenca en esta provincia Andina entre las cuales se presentan geometrías de cabalgamientos que muestran un patrón sistemático de Anticlinales y Sinclinales a lo largo del frente de deformación, dichas estructuras se relacionan o son generadas a partir de la inversión de una cuenca de rift proponiendo para el piedemonte un ambiente tectónico compresivo; pero determinó como problema fundamental el establecimiento de los factores que ejercen el control principal sobre la deformación intracontinental y la inversión de la cuenca.

Para Quintero. (2010), la cuenca de Medina corresponde actualmente a una cuenca de tipo Wedge-top, pero es el resultado de un proceso dinámico de una cuenca foreland que ha evolucionado desde una cuenca foredeep, debido a la propagación del frente orogénico que resulta de la actividad tectónica de compresión capitalizada en la reactivación inversa de la antigua Falla normal de Servitá y el progresivo avance hacia el este mediante la Falla de Guaicaramo. Esta cuenca posee tres estructuras de occidente a oriente: el sinclinal de Medina, el anticlinal del Guavio y el sinclinal de Río Amarillo. Estas estructuras según Rowan y Linares (2000) hacen parte de las grandes estructuras de la región.

Trabajos como el realizado por Martínez (2006) analiza la geología estructural del Piedemonte Llanero, zona entre las fallas Guaicáramo y Yopal, a partir de la información recopilada de líneas sísmica 2D, bloques sísmicos 3D y descripciones de pozos de las diferentes campañas petroleras desde el descubrimiento del campo Cusiana (1991). Genera el balanceado de la sección y retrodeformación de la misma, concluyendo que de sur a norte aumenta la complejidad estructural de la zona. donde la sur está regida por una sola estructura sinclinal y hacia el norte se presentan más estructuras entre sinclinales y anticlinales que están cabalgando una sobre otras y generando estructuras dúplex. Este análisis es de gran importancia para comprender la geología estructural y adicionalmente la asociación a la madurez y rutas de migración de los hidrocarburos.

Determina que la deformación en el Piedemonte Llanero involucra múltiples fases de deformación que se iniciaron hace 39 Ma con la depositación de la Formación Carbonera Inferior. En esta etapa inicial, sugiere un acortamiento paralelo de capas y un plegamiento prefallado, desarrollando pequeños altos a lo largo del lado noroeste de las trazas de las principales fallas. La depositación simultánea y la deformación ocurrió causando engrosamiento en la cresta en cuencas piggyback sintectónicas. Entre 39-29 Ma se inició la formación de pliegues tempranos, propone un periodo de menor actividad tectónica en el área (29-7 Ma), el cual es regido por una continua subsidencia de la cuenca. Al final de este periodo tasas de subsidencia y la cantidad de sedimentos suministrados llevaron a la depositación de la Formación Guayabo (7-5 Ma) en las nuevas cuencas piggyback generadas por el levantamiento de la Orogenia Andina y que en la zona de estudio corresponde al techo activo del cabalgamiento entre las dos fallas principales Tesalia y Guaicáramo.

El trabajo que ha aportado significativamente a la comprensión estructural del Piedemonte Llanero es Jiménez *et al.*, (2013), con la realización de 13 secciones estructurales perpendiculares

a la dirección de las estructuras SW-NE con base en el análisis de Mora et al, (2009). Es de nuestro interés la sección “E-E’” que atraviesa la zona de estudio, en la cual muestra el desplazamiento hacia el norte en la falla de Guaicáramo y como esta falla de origen normal a cabalgado sobre las estructuras adyacentes y ha involucrado formaciones del basamento.

La estratigrafía de la zona de estudio incluye la Formación Guayabo, los depósitos cuaternarios recientes. En diferentes trabajos los autores han definido las unidades presentes en la zona con otros nombres, pero de similar edad. Se data entre el Mioceno superior – Plioceno (GEOESTUDIOS 1994, Parra 2008 y Bayona et al., 2008). INGEOMINAS la define como Formación Caja (Van Der Hammen, 1960) en la sección que aflora en el Río Caja al oeste de la localidad de Tauramena. Segovia (1963) la define como Grupo Medina, mientras que Van Der Hammen (1960) la divide en dos formaciones la Formación Diablo y la Formación Caja en la zona de Medina, para Ulloa y Rodríguez (1976) es la Formación Caja. Para Ramírez (2001) y para Parra (2009) la definen como Formación Guayabo. Adicionalmente la industria de los hidrocarburos que realizan sus propios estudios ha aportado a la clasificación de las unidades como GEOESTUDIOS, (1994) y ECOPETROL, (1999). Los depósitos cuaternarios presentes en esta zona han sido definidos por diferentes autores como Van Der Hammen, (1960), Segovia, (1965), Ulloa y Rodríguez (1976), Ramírez, (2001), Parra (2008), Bayona *et al.*, (2008) y Mora *et al.*, (2009). Por lo cual no hay una estratigrafía establecida unificada ni una geología base a escala 1:100.000.

2. Marco Teórico

2.1 Neotectónica

Winslow (1986) define la neotectónica como el estudio de la tectónica reciente que se puede dar desde el Mioceno hasta el presente por medio de movimientos verticales y horizontales, desplazamientos y deformaciones.

Se han realizado estudios a nivel mundial enfocados a estudiar las fallas activas con efectos sísmicos, amenazas y riesgo, así como para la comprensión de la deformación de los depósitos cuaternarios. Para determinar los procesos neotectónicos han utilizados diferentes herramientas, desde análisis de imágenes de radar, registro sismológico y análisis de los mecanismos focales de los sismos, así como diferentes métodos geofísicos someros de alta resolución y detalle en profundidad, que al combinarlos dan una mayor certeza a la interpretación.

Enfocados en el tema de interés de esta propuesta se encuentran numerosos estudios realizados en diferentes lugares del mundo como: Silva, Goy, & Zazo (1988), Rodríguez, Flores (1991), Perucca, Mehl, & Zárate (2009), Millán & Perucca (2011), Alvarado, Cantos, Pérez, & Audemard (2015).

Varios estudios acerca del tema se han realizado en Colombia para determinar la influencia de fallas activas, que no se han determinado con claridad por el cubrimiento de los depósitos cuaternarios superficiales sobre estas rocas. Así mismo, como los efectos en la sismicidad o en gestiones de riegos actuales y que puede ser de herramienta clave la neotectónica para comprender y mitigar los efectos, como los trabajos realizados por Celulosa & Kraft (1999), Modelado Diederix *et al.*, (2006), Robertson (2007) y Diederix *et al.*, (2010).

La metodología que se siguió para la obtención de la cartografía neotectónica ha sido la propuesta por (Martínez Gallego et al. 1987), en la cual plantearon que se debe integrar la información geomorfológica y geológica de la zona para establecer y evidenciar dicha cartografía. Dicha metodología no incluye la implementación de los métodos geofísicos en el presente estudio. Es solo para datos superficiales

2.2 Zona de Relevo y fallas de relevo

La zona en la cual comienza el enlace de las fallas se da hacia la terminación de la falla (*tip* o *tip line*; Peacock *et al.*, 2000), en esta zona el desplazamiento de la estructura tiende a cero, pero cuando dos estructuras se traslapan hay una redistribución de los esfuerzos, se concentra energía mecánica, la cual permite que en las zonas de terminación de falla haya fracturamiento y comience el enlace para formar una zona de falla incipiente. Los enlaces de falla son el mecanismo más eficiente para el crecimiento de una zona de falla (Crider and peacock, 2004), esto se evidencia al ver cómo segmentos individuales de falla incrementan su longitud en saltos largos a través de las zonas de relevo o enlace.

Entre los diferentes tipos de enlaces de fallas se encuentran las rampas de relevo que son zonas en las cuales interactúa dos estructuras previamente aisladas, estas estructuras tienen la misma dirección de buzamiento y en la zona de imbricación forman un desnivel topográfico por el cual unen sus trazas, convergen a profundidad (Peacock *et al.*, 2000). A las estructuras que forman el relevo se les nombra segmento trasero y frontal (Crider, 2001). Estos segmentos se pueden identificar si uno se posiciona al pie de la rampa viéndola de frente, de tal forma que el arreglo escalonado del relevo mostrará, al lado derecho del observador el segmento trasero y al izquierdo el frontal (figura 2).

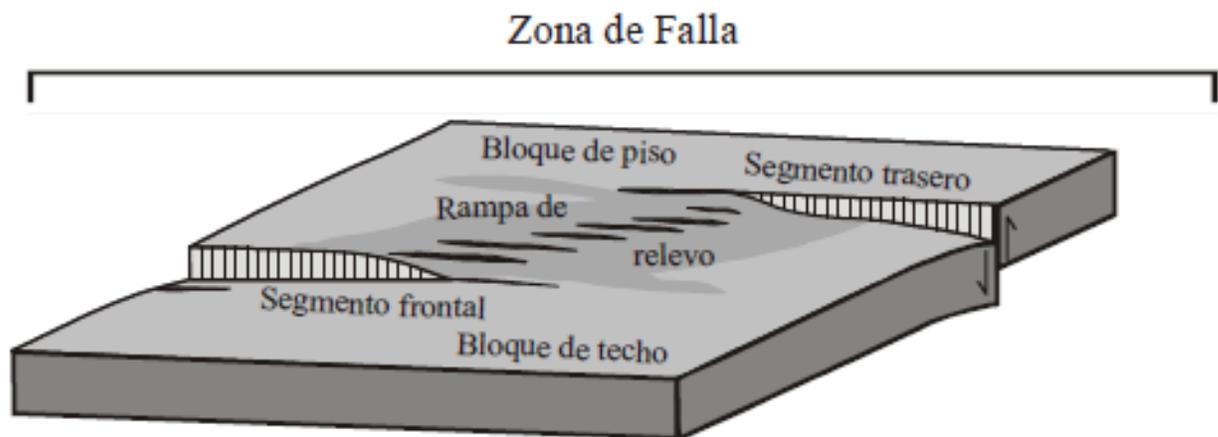


Figura 2: Bloque esquemático que muestra una rampa de falla (simplificado de Crider y Peacock, 2004).

Durante la formación de las rampas de relevo se pueden distinguir diferentes etapas Peacock y Sanderson (1991) describieron las siguientes:

- a) La configuración inicial se forma por dos fallas aisladas que no interactúan.
- b) El traslape comienza cuando las dos fallas interactúan y se comienza a propagar una hacia la otra.
- c) Se empiezan a desarrollar fallas a través de la rampa.
- d) Las dos fallas que forman el relevo se unen formando una sola estructura, en esta etapa la rampa se destruye y se forman rampas secundarias o fallas de transferencia.

Crider (2001), determinó que la interacción de fallas según la componente de deslizamiento influye en el arreglo del relevo, de tal forma que la distribución del desplazamiento en los segmentos que forman el enlace es diferente y permite el fracturamiento que da lugar al enlace. La idea es que la perturbación de esfuerzos ocurrida en las terminaciones de falla, durante un enlace de estructuras, se ve influenciada y favorecida por determinada cinemática y geometría para formar la unión de fallas a través de la propagación de determinado segmento al otro.

Hus *et al.*, (2005) en el estudio de las zonas de relevo destaca que, a partir de la configuración y geometría, se pueden identificar zonas de agrietamientos las cuales sean aptas para permitir la circulación de fluidos y el potencial de actividad sísmica en la prevención de riesgos, estas zonas de relevo pueden controlar la migración y entrampamientos de hidrocarburos.

2.3 Métodos Geofísicos

A nivel internacional se han realizado diversos trabajos donde diferentes métodos geofísicos han sido utilizados como herramienta para determinar y caracterizar fallas activas. Entre los que se encuentran.

Santibáñez *et al.*, (2015), el interés de estudio es determinar la geometría y cinemática de fallas activas con potencial sismogénico, para lo cual plantean una metodología base mediante técnicas de exploración geofísicas como gravimetría, magnetometría, resistividad eléctrica y sísmica, que resuelvan el problema y poder caracterizar las fallas que inciden directamente en el peligro sísmico que estas generan

Montero & Kruse (2014), parten de criterios de geomorfología tectónica por medio de imágenes de sensores remotos y observaciones de campo, asociado a un estudio geofísico de resistividad y magnetometría en los sectores donde se infieren que esta la falla. Complementaron el estudio con datos de pozos de aguas subterráneas para tener un modelo hidrogeológico que correlacionar con el geológico.

Suski *et al.*, (2010), usaron la técnica de tomografía eléctrica para estudiar la traza de una falla activa relacionada con la falla Polochic, en la localidad de San Miguel Uspantán en Guatemala. Este método geofísico ayudó a definir la geometría, extensión y los materiales que esta zona de falla afecta. Además, el estudio mostró que la ciudad está construida sobre depósitos pumíceos

finos saturados en agua, los cuales en caso de un sismo podrían provocar efectos de amplificación sísmica y sufrir licuefacción, lo cual podría ser desastroso para una ciudad en crecimiento como lo es San Miguel Uspantán.

Fazzito (2011), estudio el comportamiento neotectónico generado por la falla El Tigre en la precordillera de San Juan – Argentina, utilizando los métodos geofísicos Tomografía Eléctrica Resistiva somera en 2D, Paleomagnetismo y Anisotropía de Susceptibilidad Magnética.

Estos métodos son eficaces en áreas donde:

- La erosión o actividad antropogénica
- Ha borrado la expresión en superficie de fallas activas.
- Se encuentren fallas “ciegas” o cubiertas por una gruesa cubierta de depósitos cuaternarios.
- Cuando no hay presupuesto económico para aplicar técnicas más caras que permitan confirmar una falla de manera definitiva (por ejemplo, trincheras con dataciones radiométricas).

Así, las principales contribuciones de la exploración geofísica al estudio de fallas activas son detectar la falla, la deformación por fallamiento y proponer de los sitios más recomendables para realizar trincheras y perforaciones exploratorias (Suzuki *et al.*, 2000).

2.3.1 Método Tomografía Eléctrica. Tomografía Eléctrica Resistiva en 2D es un método geofísico que resulta promisorio en el campo de la Neotectónica debido a que las evidencias estratigráficas, estructurales y geomorfológicas resultan en ocasiones insuficientes para definir la geometría y la cinemática de las fallas a partir de observaciones en superficie. Este método de prospección geofísica ha sido utilizado en diversos casos en otras regiones del mundo para definir

la geometría de estructuras geológicas en el subsuelo, en particular para localizar, modelar y caracterizar fallas cuaternarias activas (Suzuki *et al.*, 2000; Verbeeck *et al.*, 2000; Demanet *et al.*, 2001; Rizzo *et al.*, 2004).

Este método que permite investigar la variación de la resistividad del subsuelo, se realiza a lo largo de líneas en una dirección determinada, perpendicular al rumbo de la estructura, donde se inyecta una corriente eléctrica y mediante un dispositivo receptor se observa la respuesta del subsuelo, siendo el resultado, datos de resistividades aparentes (Loke, 2001). Con las mediciones adquiridas se construye una sección en dos dimensiones (2D) que muestra una primera aproximación de los cambios laterales y verticales de resistividad eléctrica en el subsuelo. Posteriormente, se aplica un algoritmo de inversión para obtener la distribución real de resistividades o imagen eléctrica. Imagen que será un resultado interpretable desde un punto de vista físico y geológico, y que dará información sobre las características físicas del subsuelo.

La Tomografía Eléctrica se destaca con respecto a los métodos de resistividad convencionales por adquirir datos de resistividad eléctrica en dos dimensiones, tanto en la horizontal como en la vertical. Dicha adquisición puede ser realizada manualmente mediante arreglos de electrodos que se migran en distintas posiciones mediante varios operarios y tiene la opción de realizar un proceso de adquisición de datos totalmente automatizado ya que se cuenta con software capaz de procesar eficazmente un gran volumen de información. Para realizar una TRE es necesario distribuir un gran número de electrodos (unidos entre sí por un cable multi – conector) en el área de estudio con un espaciamiento determinado según el arreglo a utilizar y conectarlos a un amperímetro, un voltímetro y un procesador. El procesamiento de estos datos incluye el cálculo de la resistividad verdadera a partir de los valores de la resistividad aparente, mediante una técnica de inversión

desarrollada por Loke (2001), donde el producto final es una sección de distancia versus profundidad con la distribución de la resistividad real del subsuelo.

2.3.2 Refracción Sísmica. Es probablemente el método geofísico es utilizado para obtener datos del subsuelo somero (en los primeros 100m de profundidad). En este método la fuente y los detectores se encuentran alineados en la superficie del terreno en una orientación perpendicular al rumbo de la estructura o falla a estudiar. Se obtienen registros de las ondas acústicas primarias y secundarias (P) y (S) que viajan desde la fuente o punto de disparo hasta los detectores o geófonos a través del subsuelo siguiendo diversas trayectorias o caminos. En particular aquí interesan aquellas ondas que siguen la trayectoria de tiempo mínimo y que son las primeras que llegan a cada detector, es decir las ondas directas y ondas refractadas. Con ellas se dibuja un gráfico donde las abscisas son distancias desde la fuente hasta cada detector y el eje de las ordenadas son los respectivos tiempos de primeros arribos con respecto al tiempo cero o tiempo del punto de disparo. Este gráfico se denomina gráfico tiempo-distancia, y las curvas representadas son las dromocronas. En principio, a partir de este gráfico es posible calcular el perfil de espesores y la velocidad de propagación de las ondas sísmicas primarias refractadas de cada estrato en el subsuelo. Es necesario que la capa infrayacente tenga una mayor densidad y velocidad de propagación de las ondas primarias para que se presente la refracción de ondas.

El método de refracción de ondas sísmicas también se utiliza en Sismología para determinar la estructura interna de la Tierra, en estudios de la corteza terrestre (con fuentes sísmicas naturales o artificiales) y en las décadas de los años 1930 a 1950 se utilizó en prospección de hidrocarburos, principalmente para ubicar domos salinos a los cuales suelen estar asociadas trampas de petróleo. Actualmente, prácticamente no se utiliza en prospección de hidrocarburos, excepto indirectamente

para calcular la geometría y espesor de la zona de meteorización para realizar la corrección estática de campo. El objetivo del posicionamiento de los disparos es adquirir una cobertura de la superficie del refractor, y para obtener una resolución lateral adecuada (Reynolds, 1997). Los disparos externos son los que generalmente alcanzan la mayor profundidad de investigación, mientras que los centrales son usados para resolver diferencias entre disparos laterales en extremos opuestos del arreglo de geófonos (Milsom, 2003).

Con este método se pueden obtener las velocidades de las ondas P de las diferentes capas que conforman el subsuelo, siendo esto útil en la detección de fallas ya que cambios bruscos en la profundidad en la que se encuentran capas con iguales velocidades en la dromocrona podrían indicar la existencia de fallamiento (Dutta & Saikia, 1971), y con modelado mediante programas de cómputo es posible estimar el tipo de falla, buzamiento del plano de falla, y estructuras presentes (Benson & Mustoe, 1995).

La reducción de la resolución con la profundidad es mucho menos importante en comparación a otros métodos (por ejemplo, los métodos eléctricos y electromagnéticos) (Van Dam, 2012). Otra ventaja importante es que este método puede ser usado para determinar cambios laterales en la profundidad de una capa (Reynolds, 1997), por lo tanto, es ideal para determinar tanto la extensión lateral como vertical de una falla. Pero su limitación más importante es Sólo funciona cuando la velocidad de propagación de las ondas aumenta con la profundidad. En el caso de suelos con capas intermedias de menor velocidad el método arrojaría resultados erróneos.

2.3.3 Magnetotelúrica (MT). Es un método electromagnético de fuente natural aplicado para mapear la distribución espacial de la resistividad eléctrica en el subsuelo, por medio de las fluctuaciones del campo electromagnético terrestre producidas en la ionosfera principalmente por la energía solar. Este método se basa en la medida simultánea en superficie de las variaciones que

se presentan en las dos componentes (E_x , E_y) del campo eléctrico ($E(t)$) y en las tres componentes (H_x , H_y , H_z) del campo magnético ($H(t)$) (Cagniard, 1953; Simpson and Bahr, 2005; Burger et al., 2006), estas variaciones son series de tiempo las cuales son convertidas mediante la transformada de Fourier al dominio de frecuencia. Las componentes de los campos magnéticos y eléctricos son dependientes de la frecuencia, la cual se utilizará para calcular el tensor de impedancia que relaciona a los dos campos, con esto se obtiene la variación de la resistividad eléctrica del subsuelo en función de la profundidad que a la vez depende de la conductividad del medio que atraviese la onda electromagnética.

Este método electromagnético resulta muy útil siendo la base para decidir donde realizar estudios más detallados para ubicar fallas. Siempre y cuando se implemente un diseño de varios sondeos magnetotelúricos con una separación en la lateral de pocos metros para general un perfil o tomografía. De lo contrario, mediante solo algunos sondeos de MT muy distanciados es poco probable poder aportar un modelo para estudiar una estructura de falla. Esto se debe a su relativa rapidez, facilidad de uso, su sensibilidad a cuerpos conductivos y variaciones en contenido de arcilla y agua, y la posibilidad de poder usarse sobre recubrimientos resistivos donde los métodos eléctricos no funcionan (Suzuki et al., 2000, Zhang et al., 2011; Van Dam, 2012).

3. Metodología

3.1 Procesamiento de Datos Geomorfológicos

Para desarrollar este estudio, se utilizaron imágenes de radar de la Agencia Nacional de Japón (JAXA), que a partir del Modelo de Elevación Digital que permitieron la creación de mapas de pendientes, orientaciones y la red de drenajes a escala 1: 25.000, a partir de los cuales se realizó el análisis morfotectónico para identificar litologías, procesos y estructuras manifestadas en la superficie (paisajes), así como anomalías y cambios que podrían indicar actividad reciente en las estructuras (neotectónica)..

Teniendo en cuenta la escala del estudio, se definieron las subunidades geomorfológicas (escala 1:25.000), a partir de los contrastes morfológicos y morfométricos que relacionan el tipo de material o la disposición estructural de los mismos. Así como el contraste dado por las formaciones superficiales asociadas a procesos morfodinámicos actuales de meteorización, erosión, transporte y acumulación bien definidos.

3.1.1 Datos Morfométricos. Se elaboró el Mapa Morfométrico de Pendientes a escala 1:25.000 de la zona de estudio, para el cual se establecieron 15 rangos de inclinaciones que detallan con mayor claridad las variaciones superficiales y permiten definir con mayor exactitud las unidades. Los rangos de inclinaciones fueron establecidos teniendo en cuenta las pendientes promedio de los cuerpos sedimentarios que se encontraban en la región con el fin de dar apoyo al proceso de delineación de las unidades geomorfológicas y geológicas. Los rangos propuestos para el desarrollo de este trabajo se pueden visualizar en la figura 3.

Rango	Ángulo Horizontal (Rosa de los vientos)	Ángulo Horizontal (Grados azimuth) Inicial	Ángulo Horizontal (Grados azimuth) Final	R	G	B	Color (RGB)
N	Norte	348.75	11.25	102	187	0	
NNE	Noreste	11.25	33.75	102	153	0	
NE	Noreste	33.75	56.25	102	119	0	
ENE	Estenoreste	56.25	78.75	102	85	0	
E	Este	78.75	101.25	102	68	0	
ESE	Estesureste	101.25	123.75	102	34	0	
SE	Sureste	123.75	146.25	102	0	0	
SSE	Sursureste	146.25	168.75	51	34	0	
S	Sur	168.75	191.25	51	68	0	
SSW	Sursuroeste	191.25	213.75	51	102	0	
SW	Suroeste	213.75	236.25	51	136	0	
WSW	Oestesuroest	236.25	258.75	51	170	0	
W	Oeste	258.75	281.25	51	204	0	
WNW	Oestenoroest	281.25	303.75	51	238	0	
NW	Noroeste	303.75	326.25	102	255	0	
NNW	Nomoroeste	326.25	348.75	102	221	0	

Figura 3: Rangos de inclinaciones e intervalos correspondientes usados en este estudio.

	Inicial	Final	Rango	R	G	B	Color
Planicie Horizontal	0	0.5	0.5	0	102	0	
Planicie Subhorizontal	0.5	2	1.5	0	140	0	
Planicie Ondulada	2	3	1	0	178	0	
Planicie Suavemente Colmada	3	4	1	0	217	0	
Planicie Fuertemente Colmada	4	6	2	0	255	0	
Ladera Suavemente Inclinada	6	9	3	255	255	0	
Ladera Levemente Inclinada	9	12	3	217	217	0	
Ladera Inclinada	12	18	6	178	178	0	
Ladera Moderadamente Inclinada	18	24	6	140	140	0	
Ladera Fuertemente Inclinada	24	30	6	102	102	0	
Escarpe Leve	30	42	12	102	76	0	
Escarpe Moderado	42	54	12	102	51	0	
Escarpe Abrupto	54	66	12	140	70	0	
Escarpe Semivertical	66	78	12	178	89	0	
Escarpe Vertical	78	90	12	217	109	0	

Figura 4: Rangos de Rangos de orientaciones y sus intervalos correspondientes usados en este estudio.

Para el Mapa Morfométrico de Orientaciones a escala 1:25.000 del terreno a partir del DEM. Los rangos de orientación fueron establecidos según las 16 principales orientaciones de la rosa de los vientos con el propósito de establecer patrones de textura en los cuerpos sedimentarios que se encontraban en la región. Los rangos tienen un paso de $22,5^\circ$ iniciando desde el azimuth $11,25^\circ$ (figura 4).

Otros insumos importantes fueron los procesos hidrológicos del SIG, en el cual se obtuvo la generación de retículas para obtener la red de drenajes de la zona de estudio, este insumo permitió determinar el comportamiento y patrones de los drenajes, así como las detallar si las estructuras están siendo cortadas por los mismos, y las curvas de nivel de la zona generadas con el programa Global Mapper con una separación de 5 m, esto el fin de poder identificar en conjunto los depósitos cuaternario.

3.1.2 Datos Morfogénesis: La morfogénesis hace parte del proceso de identificación, delimitación y descripción de las formas del terreno, basado en la relación de origen y la interacción dinámica entre agentes endógenos y exógenos tales como el agua, el hielo, el viento y actividades antrópicas. Estos procesos actúan sobre la superficie terrestre en intervalos de tiempo diferentes. La información morfogenética, se representa en forma de unidades geomorfológicas. Los parámetros de evaluación morfométrica permiten caracterizar una geoforma en su orden espacial individual y en su entorno. La morfogénesis junto a la morfocronología recopila, explica y sintetiza la evolución geológica del relieve y sus modelados

Para la calificación de este atributo se consideraron los parámetros consignados en el documento metodológico propuesto por el Servicio Geológico Colombiano (2015) y Carvajal (2002).

3.2 Adquisición de Datos Geofísicos

Teniendo en cuenta los objetivos del estudio, se seleccionaron métodos geofísicos someros como la tomografía de resistividad eléctrica y la refracción sísmica y otro de mayor profundidad como el método de magnetotelúrica para analizar las diferentes propiedades físicas de las rocas. A partir de una fase de pre-campo se realizó el diseño y adquisición de datos perpendicularmente al rumbo de las fallas propuestas. Los estudios incluyeron 3 perfiles: dos incluyen refracción sísmica, tomografía eléctrica y los sondeos de magnetotelúrica (2 sondeos en cada perfil), el tercer perfil solo se realizó con la tomografía eléctrica. los 3 perfiles se realizaron en dirección 134° de azimut, siendo estas direcciones perpendiculares al lineamiento de deformación planteado. Las zonas de adquisición se seleccionaron en una fase de pre-campo que cumplieran los requisitos de logística y esencialmente fuera de interés para el estudio neotectónico (asociado con indicios neotectónicos) y que fueran planas (sin relieve), por lo cual no se esperó que los datos de resistividad y velocidad en las capas sean similares. Las adquisiciones de tomografía eléctrica y refracción sísmica se realizaron con una separación de 3 m entre ellas en la misma sección. La longitud de los perfiles fue diseñada teniendo en cuenta el alcance de los métodos; para la refracción sísmica, normalmente alcanza entre la tercera y cuarta parte de la longitud, pero teniendo en cuenta que la fuente fue de percusión (martillo) no se puede obtener una profundidad mayor de los 40m, la tomografía eléctrica fue diseñada para alcanzar una mayor profundidad de 40 a 60 m, con el fin de poder correlacionar los dos métodos y obtener un poco más de información en profundidad y lateral. No fue necesario realizar correcciones por topografía a las tomografías sísmicas y eléctricas, debido a que se seleccionaron zonas planas.

Estos parámetros de diseño se establecieron con el fin de obtener una buena resolución y profundidad de los métodos que permitieron evaluar la hipótesis del problema de investigación,

es decir estudiar los depósitos y rocas de forma somera en zonas que evidencien procesos asociados a neotectónica. El comportamiento geométrico de los datos de resistividad y de velocidad en la tomografía 2D permiten inferir (junto con datos de superficie), la presencia de las fallas y que posible comportamiento (cinemática) puedan tener.

El método de magnetotelúrica se planteó inicialmente para determinar la presencia de anomalías a mayor profundidad (mayor de los 50 metros), y definir la litología de la zona que permitiera diferencias capas de arcillas, arenas y gravas, con esto conocer a que profundidad se encuentran los depósitos cuaternarios y determinar las facies de la formación del neógeno, que según los autores puede alcanzar más de 1 km de espesor. Se tomaron de a 2 sondeos en los perfiles 1 y 2, sobre la misma sección de la tomografía eléctrica.

3.2.1 Tomografía Eléctrica: La adquisición se realizó con el equipo GEOELECTRICA FASHRES – UNIVERSAL, con 64 electrodos y una batería de 12V. El espaciamiento entre electrodos es de 5 m para una extensión longitudinal de 315 m y una profundidad máxima de 60 m (figura 5a). Se utilizó el programa U64/96MB.exe para adquirir los datos en los arreglos geométricos Schlumberger y Wenner. Este programa genera 4 archivos de la adquisición: .IV.txt, _Q.txt, _IP.txt. El archivo _IV.txt es el que contiene la información necesaria para el procesamiento de los datos.

Se seleccionaron los arreglos Wenner y Schlumberger con fin de identificar variaciones laterales y verticales de resistividades, la identificación de anomalías junto con e los análisis de neotectónica en superficie se podrían identificar fallas y su cinemática. La medida de profundidad de investigación para los arreglos es basada en la longitud de cada uno o separación entre electrodos y cantidad de estos (Edwards, 1977), con los datos de la adquisición sería Wenner:

$315 \times 0.173 = 54.494$ m sería la máxima profundidad alcanzada, y Schlumberger con un $n=10$, $315 \times 0.191 = 60.165$ m es la profundidad máxima esperada.

- *Arreglo Wenner*: Todos los electrodos se encuentran sobre la misma línea y todos tienen la misma distancia de separación entre ellos; se inicia con una distancia de separación “a” elegida a conveniencia del objetivo de estudio y de las condiciones del lugar, así como del espacio disponible; para obtener las demás lecturas se usan aberturas en múltiplos de la abertura inicial “a” generalmente enteros por ejemplo “2a”, “3a” etc. Entre las ventajas de este arreglo es su sensibilidad para detectar cambios verticales en la resistividad, además de tener una intensidad de señal grande.
- *Arreglo Schlumberger*: Los electrodos de potencial permanecen fijos mientras que los electrodos de corriente son los que se van desplazando para obtener las distintas lecturas de diferencia de potencial, la distancia “n” permanece fija y puede incluso tomar el valor de 1. Se utiliza porque presenta una mayor resolución lateral.

3.2.2 Perfiles de Refracción Sísmica: Se realizó solo la adquisición de este método en la zona de los perfiles 1 y 2, por cuestiones de logística y permisos con la comunidad.

La adquisición sísmica se realizó en la misma dirección e igual sección de la tomografía eléctrica. Se implementó el equipo TERRALOC PRO, de 24 canales, como fuente una masa de 15Kg con el fin de garantizar la profundidad máxima que alcanza con este tipo de fuente, para la emisión de energía, se utilizó un geófono cerca de la zona de fuente de energía que está conectado al Trigger. La longitud del perfil fue de 120 m, con 5 m entre cada geófono. Para cada perfil, se realizaron 5 disparos distribuidos de la siguiente forma: el primero a 3 m del primer geófono, los siguientes tres disparos con 32.5 m de separación a partir del primer geófono del perfil y el 5°

disparo a 3 m del ultimo geófono del perfil (figura 5b). Cada golpe o disparo se guardó como un archivo *. Seg individual.

El objetivo del posicionamiento de los disparos es el adquirir una cobertura adecuada de la superficie del refractor, y obtener una resolución lateral adecuada (Reynols, 1997), generalmente los disparos externos son los que generalmente alcanzan la mayor profundidad de investigación, mientras que los centrales son los usados para resolver diferencias entre disparos laterales en extremos opuestos del arreglo de geófonos (Milson, 2003).

El apilado es la suma de trazas pertenecientes a una misma familia CMP, para obtener una sola traza que simula la adquisición Zo (información sísmica donde las fuentes y los receptores comparten una localización común). Al graficar todas las trazas que resulten de este proceso se obtiene una sección sísmica apilada., el apilado de las trazas se realiza una por una en el procesamiento de los datos para unir las dos secciones sísmicas de cada perfil y así generar un solo modelo de velocidad y por ende una sola tomografía para perfil 1 y 2.

3.2.3 Magnetotelúrica. Este es uno de los métodos en los cuales las condiciones de adquisición deben ser muy cuidadosas ya que por naturaleza propia del método es fácil que los datos sean contaminados y no puedan ser procesados. Este método se aplicó en zonas aisladas, (lejos del casco urbano), que no tengan cercas de corrientes eléctricas cerca (menor a 200m), que en estuviera cerca de antenas de corriente (menor a 1km), que el clima sea soleado en una redonda de 1 km, ya que la formación de nubes con carga eléctrica o que estuviera lloviendo cerca, afectaba la toma de los datos o posterior procesamiento de los mismo. Debido a esto este método no pudo ser aplicado en la zona del tercer perfil geofísico ya que era cercano al Municipio de Medina y a las antenas de corrientes.

Para este método se realizaron 4 sondeos verticales con el equipo Stratagem EH4 de 4 canales de conductividad eléctrica, dos antenas de conductividad magnética y una antena central EH4 AFE direccionada hacia el norte. La antena AFE se ubica en el punto central de interés de adquisición y a partir de esta se extendieron los 4 canales y conectaron a los electrodos de sulfato de cobre en dirección de los 4 puntos cardinales (N, S, W, E) con una distancia de 30 m entre el electrodo y la antena AFE, se seleccionó esta distancia, debido a que el método contempla dos criterios para determinar la profundidad de adquisición es principal es el tipo y la frecuencia seleccionada para adquirir datos, entre más tiempo, el método hará mayor recolección, y la distancia entre los dipolos. Las antenas para el campo magnético se ubicaron en el primer cuadrante positivo entre N-E una en dirección N y las siguiente en dirección E, distanciadas de la antena AFE 10 m el equipo de adquisición utilizado mide el campo magnético en las componentes X y Y por cual no incluye la antena o bovina vertical que para medir la componente en Z.

Se realizaron 4 sondeos de baja frecuencia a diferentes bandas, para obtener resistividades de diferente profundidad (figura 5c). Se adquirieron 2 sondeos con 400 puntos en las Banda 1: 50 –1 KHz (tiempo de monitoreo de 2:00 horas) y 2 sondeos con 500 puntos en la Banda 3: 0.1 – 75Hz (tiempo de monitoreo de 1:30 horas) esto con el fin de obtener las resistividades a diferentes profundidades. Los puntos de sondeo se realizaron a la mitad de la distancia de la tomografía, de tal forma que si se generaba una imagen 2D correspondiera y fuera correlacionable o se complementará los primeros 50 m de profundidad con las tomografías.

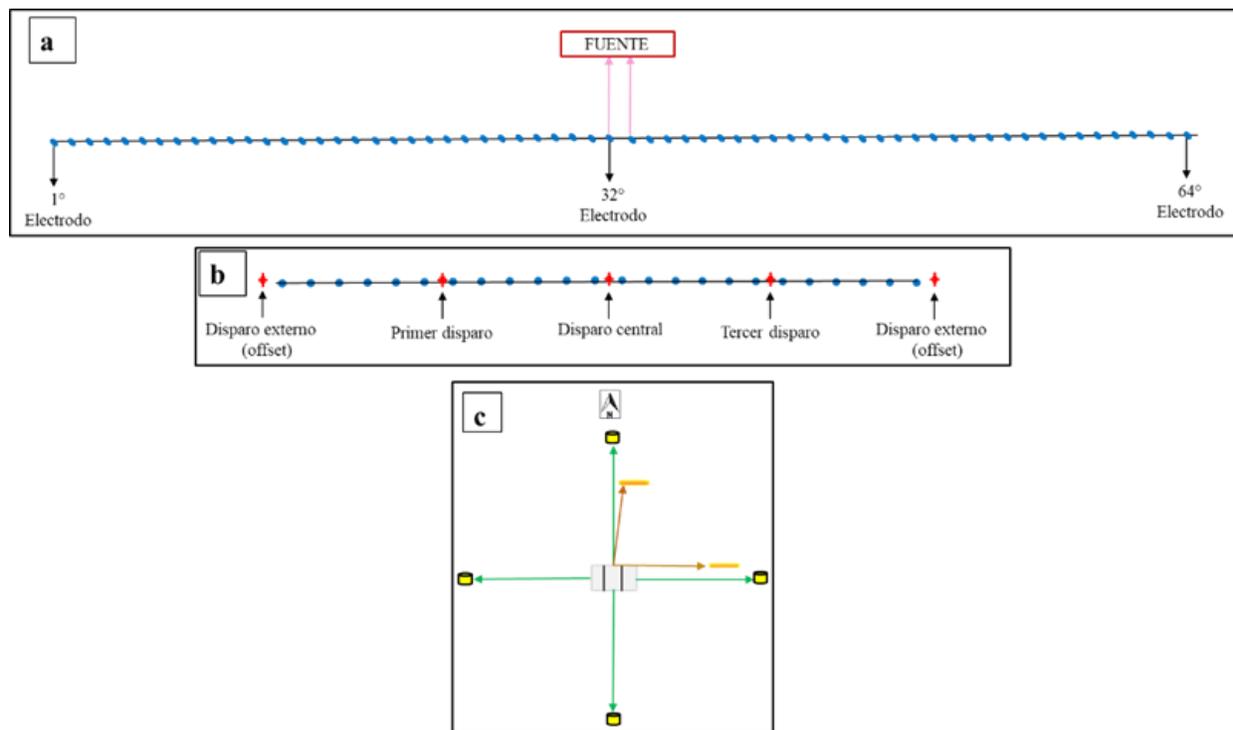


Figura 5: Arreglos en superficie para la adquisición de los datos. a) Tomografía Eléctrica, b) refracción sísmica y c) Magnetotelúrica.

3.3 Procesamiento De Datos Geofísicos

3.3.1 Tomografía Eléctrica. Se utilizó el programa ZZ_Rdatacheck.exe. el cual realiza un control de los datos adquiridos según la configuración determinada. Se genera el archivo_IV.inp para el control de los datos de inversión. En este archivo se modificó los valores de parámetros de control de inversión como: Rmin y Rmax (valores resistividad inversa de 0 – 10000 correspondientemente), Xsmooth y Zsmooth (9 – 3) correspondientemente para producir una inversión suavizada. Los parámetros de la región de inversión como: xmin y xmax (valores en metros de la longitud total de línea de adquisición, para este caso 0 – 320). Una vez ajustado el documento se ingresa al programa ZZRESINV.exe en cual se completa la inversión generando 3 archivos de salida: _IV.dat, _IV.out y _IV.grd, este último es el utilizado en el programa Surfer

para visualizar el resultado. Para completar la inversión por medio del programa `FlasRES2Res2dinv.exe` se introdujo un archivo `.inp` para convertirlo en un archivo `.dat`, el cual se usó en el programa `RES2DINV` en el método de inversión robusta. Este programa exhibe 3 pseudosecciones (figura 6): a) muestra la distribución de la resistividad eléctrica medida en el campo, b) muestra la resistividad calculada por el software y c) muestra la inversión final de datos, generada por el software al disminuir las diferencias entre los datos medidos y calculados a un mínimo.

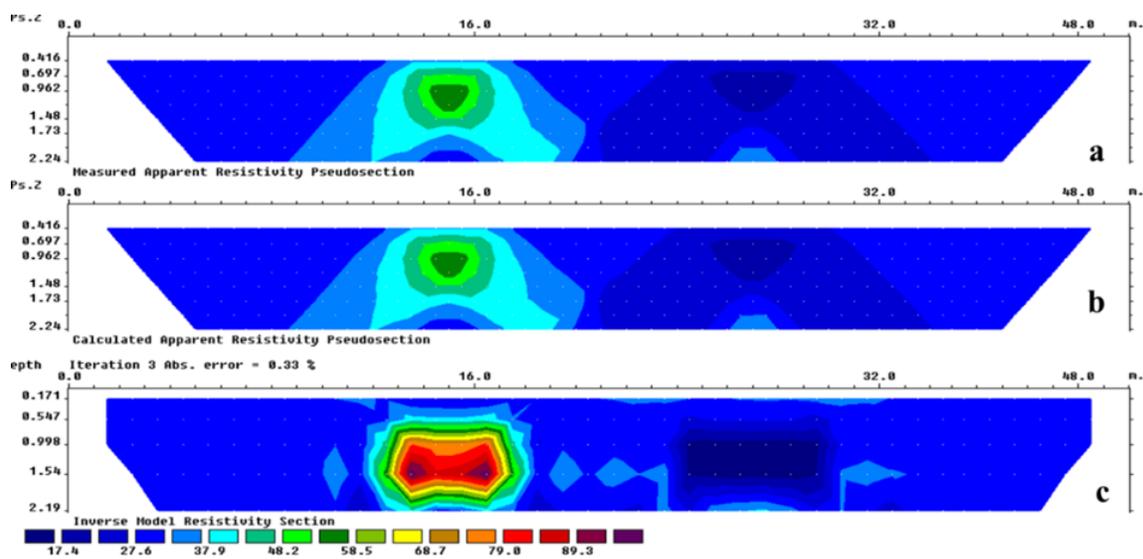
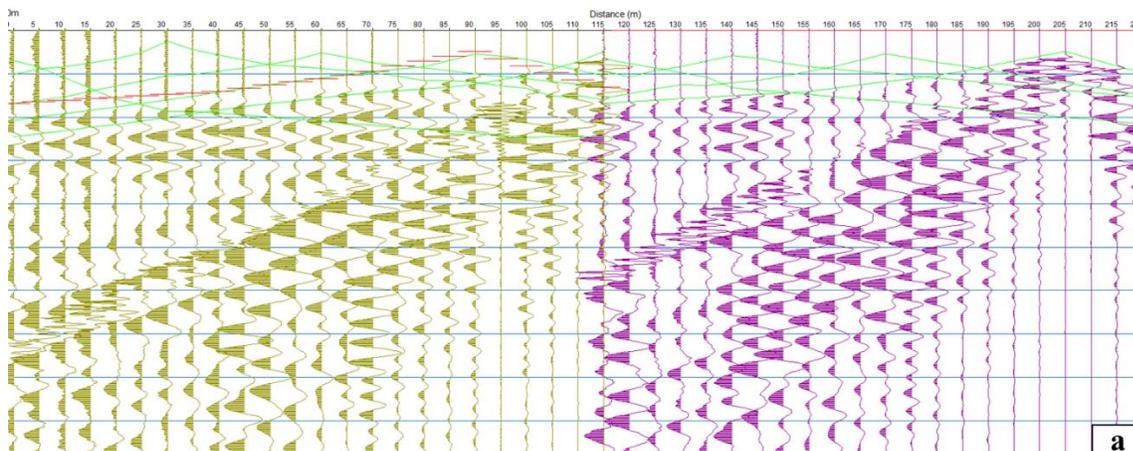


Figura 6: Ejemplo de la ventana de funcionamiento del programa `RES2DINV`. a) Resistividad aparente medida. b) Resistividad calculada. c) Inversión final.

La finalidad de la inversión de los datos provistos por la Tomografía Eléctrica Resistiva es hallar un modelo, es decir una representación idealizada, de la distribución de resistividades de una sección del subsuelo consistente con las mediciones superficiales de tensión eléctrica (Loke, 1996-2002). Una manera de generar el modelo es dividir la sección de interés en celdas rectangulares y asignar a cada una de estas regiones valores de resistividad. A estos valores de la propiedad física que se quiere estimar de las mediciones los denominaremos parámetros del

modelo. En este caso se considerará que los valores de resistividades aparentes que se calculan a partir de la posición de los electrodos, la corriente inyectada y la diferencia de potencial registrada superficialmente son las mediciones.

3.3.2 Perfiles De Refracción Sísmica: Los perfiles se realizaron a través del programa SeisImager, con simulación inversa. Teniendo en cuenta que para golpe o disparo se generó un archivo individual en el momento de la adquisición, el apilamiento de los datos se realizó en el módulo Picwin (Geometrics), se seleccionaron los arribos de la onda P de cada archivo en el mismo orden que se adquirieron en campo al incluir el ultimo archivo de la línea se obtendrán los 10 arribos de la onda P (5 golpes - 5 archivos de cada línea adquirida) en un solo documento (modelo de veolicidad) *.vs para generar el modelo de velocidades (figura 7a). En el módulo Plotrefa se visualizan los disparos de la prospección de manera dromocrona, seleccionando manualmente los puntos donde la pendiente de la dromocrona cambia (figura 7b). Una vez realizado esto se procede a invertir los datos para generar el modelo en dos dimensiones. Teniendo en cuenta la ambigüedad de los datos cada perfil se sometió a 4 ensayos. Se buscó establecer un equilibrio entre el valor del RMS (error) y el modelo geológico de la zona.



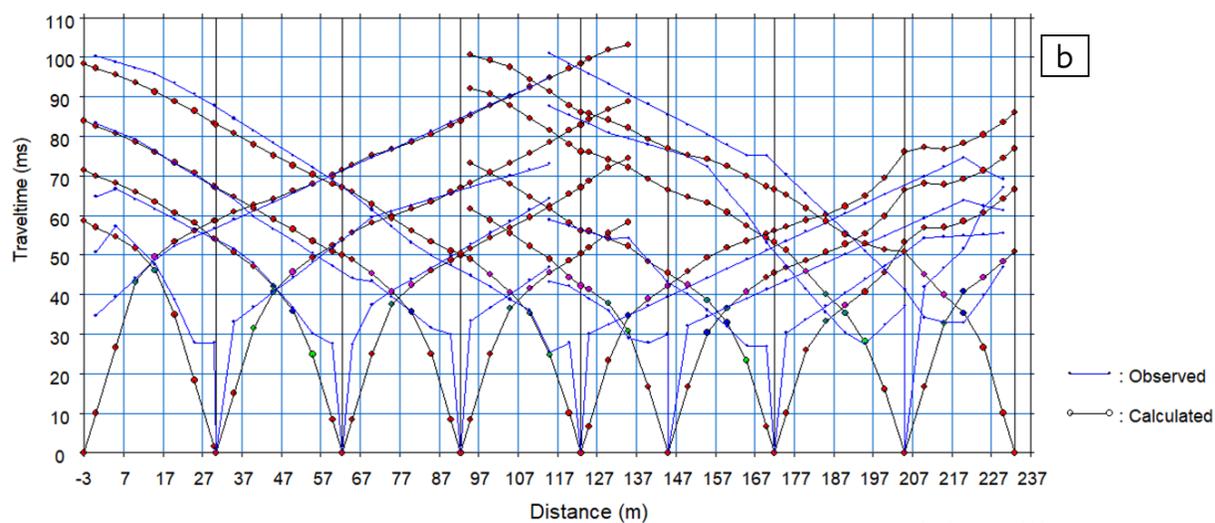


Figura 7: Procesamiento de trazas sísmicas en el programa SeisImager a) modulo Pickwin y b) modulo Plotrefa

3.3.3 Magnetotelúrica: El equipo Startagem EH4 en el momento de la adquisición permite visualizar datos de series de tiempo, amplitudes de señal, fase, coherencia, resistividad aparente, curvas de profundidad y secciones de profundidad vs frecuencia, a su vez genera tres tipos de archivos que pueden ser procesados por otros programas. Para este caso se visualizaron en el programa ZondMT1D, el cual realiza un análisis a partir valor de la resistividad aparente. Los valores obtenidos se han relacionado con el tipo de roca y minerales por Orellana, (1982) (figura 8). Con base a esta clasificación se asociaron los resultados obtenidos en este trabajo.



Figura 8: Tabla de resistividades modificado de modificado de Orellana, (1982).

4. Resultados

Basados en la metodología anteriormente nombrada se presenta a continuación los resultados obtenidos de la recolección de datos geológicos por medio de recolección de datos de campo, geomorfológicos (por medio de los análisis morfométricos y morfogenéticos) y geofísicos correspondientes a la imagen 2D resultante del procesamiento de los datos.

Para el entendimiento de estos se muestra a continuación (figura 9) el mapa de localización de veredas, ríos y perfiles geofísicos nombrados en los diferentes resultados.

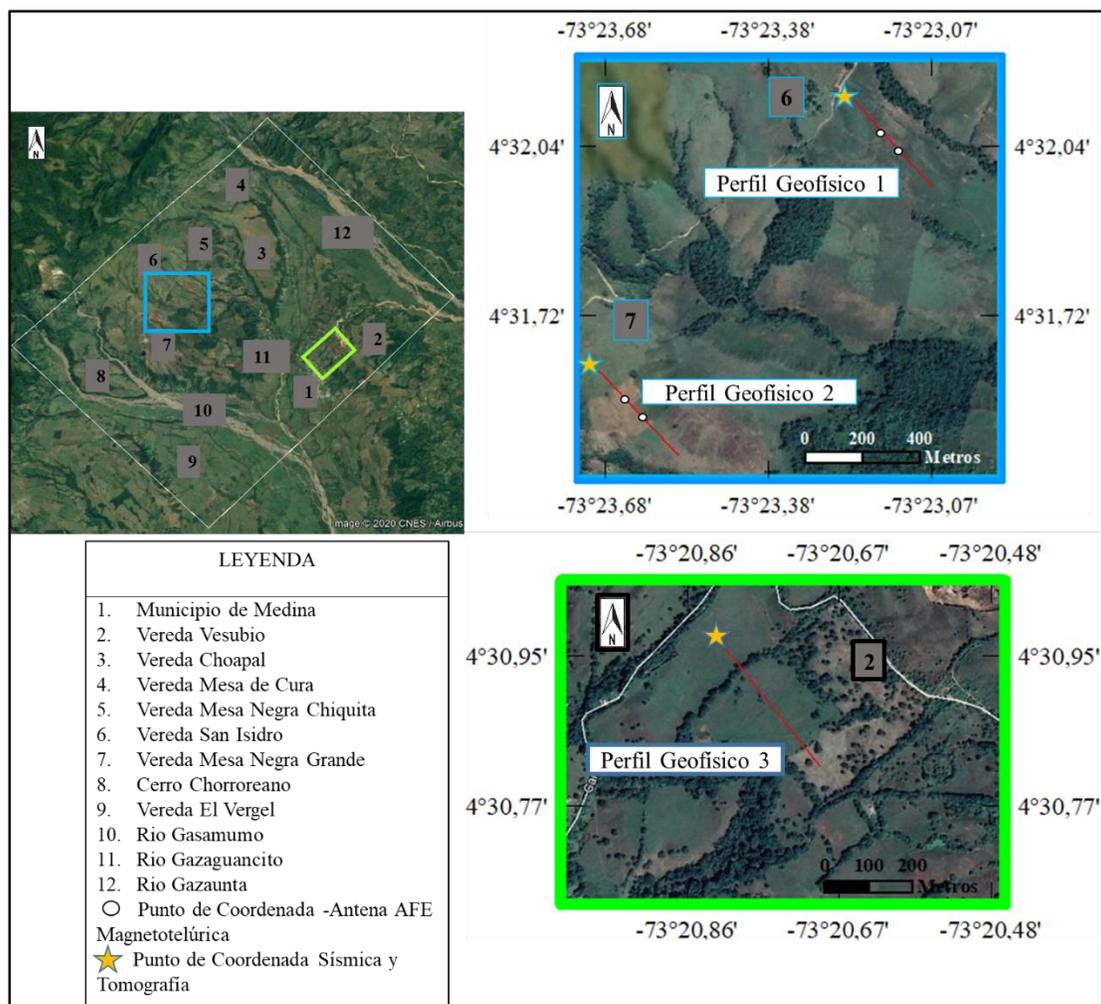


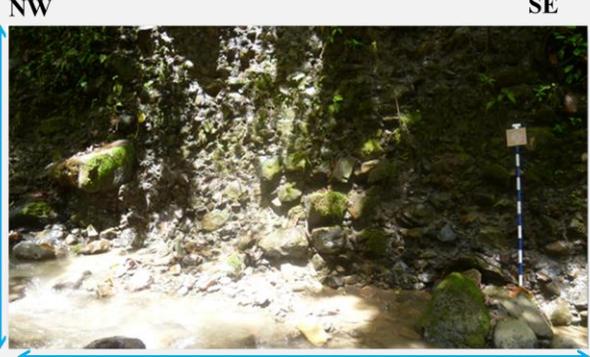
Figura 9: Ubicación de municipal y veredal del área de estudio. Localización geográfica de los perfiles geofísicos.

4.1. Geología

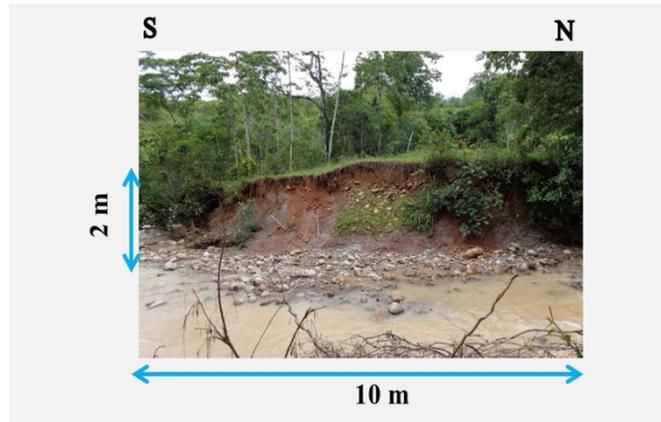
Debido a que la zona de estudio en su mayoría está cubierta por vegetación las descripciones de afloramientos y puntos de control se realizaron principalmente en deslizamientos y bordes de drenajes. Se realizaron en total la descripción de 14 afloramientos y 15 puntos de control. En la tabla 1 se visualizan 5 afloramientos seleccionados para ejemplificar su relación con la morfología de la zona.

Tabla 1

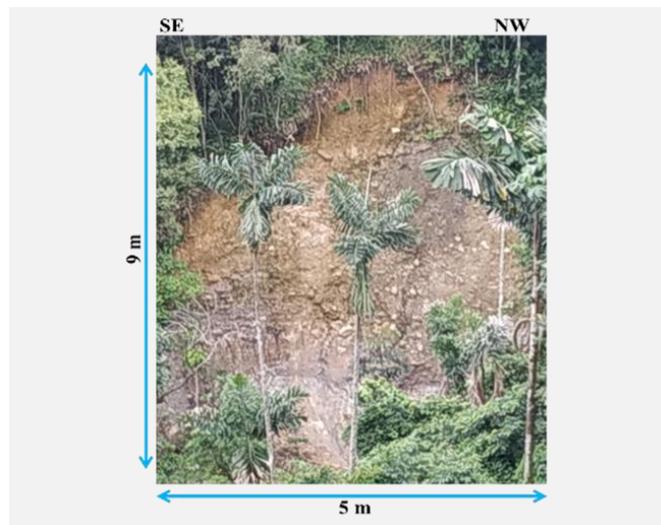
Descripción de los afloramientos prominentes de la zona de estudio.

AFLORAMIENTOS	FOTOS
<p>AF-1 Cerro Chorroreano. La descripción se realiza en una quebrada secundaria. Se observan depósitos conglomeráticos con matriz lodosa grisácea en porcentaje 55/45. No se evidencia estratificación. Conglomerados subangulares de diverso tamaño, de composición de arenisca fina a media. Se asocia a Abanicos incisivos.</p>	 <p>NW SE</p> <p>2.3 m</p> <p>3 m</p>
<p>AF-3 Caño Hondo - Vereda San Isidro. Se observan depósitos conglomeráticos de matriz lodosa gris oscuro fuertemente oxidadas, grano decreciente variación de conglomerados de 5 cm a 80 cm. Esta sección se puede asociar entre las partes base-media de la estructura Se asocia a Abanicos incisivos.</p>	 <p>NW SE</p> <p>3 m</p> <p>4.5 m</p>

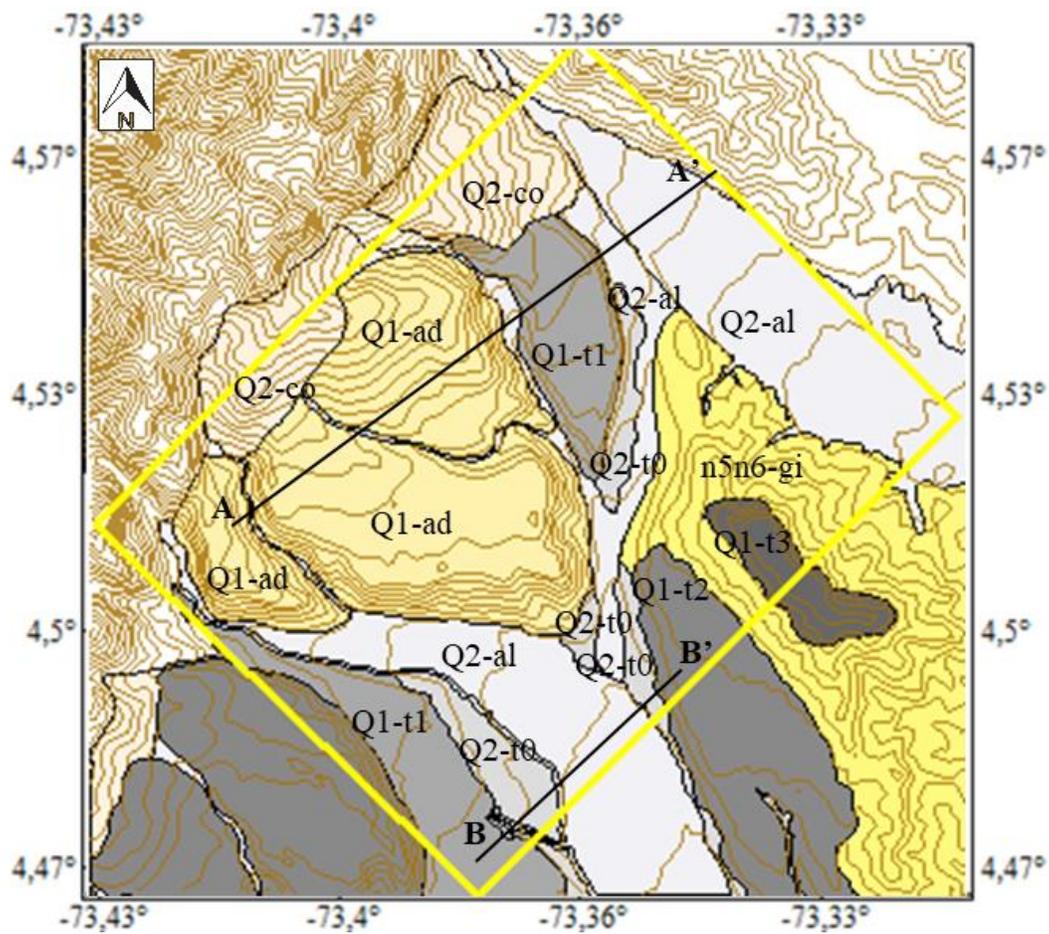
AF-4 Rio Gazaguancito - Municipio de Medina. En esta unidad se observan lodolitas grisáceas oscuras moderadamente oxidadas, con un espesor de 1.5 m, no presenta estructuras internas. presentan suelos rojizos no tan desarrollados se determina el horizonte B y una capa orgánica de 15 m. en la base se presenta una capa de sedimentos de tamaño grava, producto del transporte del rio cuando está en alta energía y que se han depositado ahí al perderla. Teniendo en cuenta el espesor y descripción de esta unidad se asocia a terrazas recientes.



AF-5 Vía Vereda Mesa Negra Grande. Deslizamiento que permite ver la parte media de la estructura. Depósito de conglomerados de matriz areno-lodosa, con una relación de 40/60, conglomerados de diámetro promedio de 15 cm. No muestra suelos desarrollados debido a la ubicación en la parte escarpada de la estructura. Se asocia a abanicos.



Teniendo en cuenta que la mayoría corresponden a depósitos cuaternarios, se determinó la relación entre conglomerados y matriz, así mismo con la variación litológica presente. Esto permitió identificar el tipo de unidad geológica propuesta. Estas descripciones son unificadas de los diferentes puntos de las unidades determinadas para poder concluir en la cartografía del mapa geológico de la zona (figura 10), y descripción tabla 2.



LEYENDA

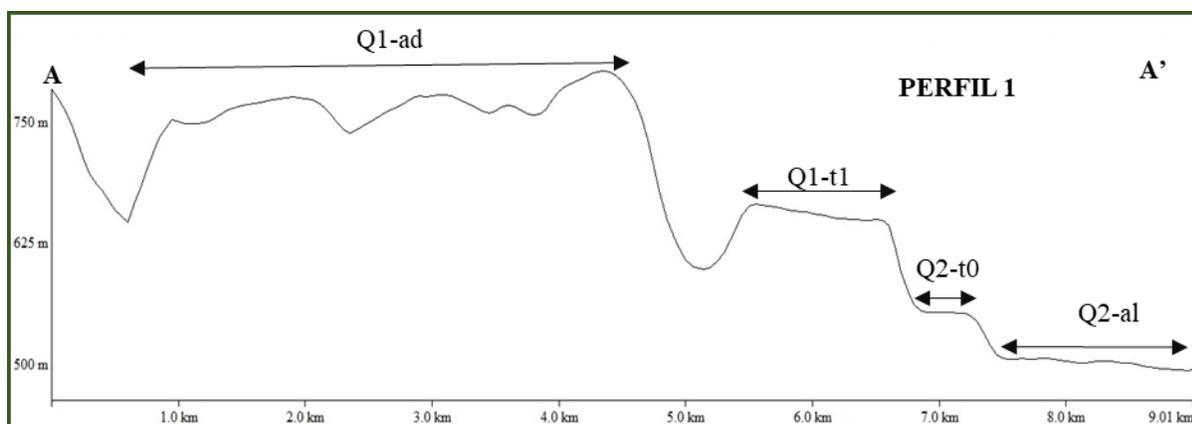
- Q2-al Depósitos Aluviales de Llanura y Canal
- Q2-t0 Depósitos Aluviales de Terrazas Recientes
- Q2-co Depósitos Coluviales de Ladera
- Q1-t1 Depósitos Aluviales de Terrazas intermedias
- Q1-t2 Depósitos Aluviales de Terrazas Antiguas
- Q1-t3 Depósitos Aluviales de Terrazas Muy Antiguas
- Q1-ad Depósitos de Abanicos y Conos Antiguos
- E3N1-Stm Intercalaciones de arenitas localmente conglomeráticas, lodolitas y arcillolitas. Ocasionalmente, delgadas capas de carbón.

Figura 10: Mapa geológico a escala 1:25.000 el recuadro amarillo simboliza el área de estudio.

Al mapa se le realizaron dos perfiles topográficos perpendiculares a la dirección de cuerpos cuaternarios (figura 11); con el fin de establecer la relación y observar características como altura y amplitud entre los depósitos. Los perfiles están aumentados en escala vertical, esto con el fin de ver el espaciamiento entre las estructuras determinadas.

El perfil 1 con coordenadas **A**) N 4° 31' 104679'' , W 73° 24' 47.3791'' - **A'**) N 4° 33' 31.8897'', W 73° 20' 31.4381'' se identifican 4 tipos de unidades geológicas: Depósitos de llanura y de canal (Q2-al) , Depósitos aluviales de Terraza reciente (Q2-t0), la siendo la unidad de Depósitos Aluviales de Terrazas Antiguas (Q1-T2) de mayor extensión aproximadamente 4 km y una diferencia de altura de aproximadamente de 100 m con respecto a la unidad de Depósitos Aluviales de Terrazas intermedias.

El perfil 2 con coordenadas **B**) N 4° 28' 17.61'', W 73° 22'48.52'' – **B'**) N 4° 30' 09.27'', W 73° 20' 49.51'', se observan la mayoría de las unidades geológicas de la zona de estudio, donde se observa la variación de alturas entre una misma unidad (Q1-t1). esto se debe a un efecto fluvial llamado captura fluvial, el cual consiste en el atrapamiento de una red joven a una red madura (Derruau, 1967). Por medio del tipo de captura de erosión remanente, generando un “codo de captura” producto del desvío del río joven o capturado.



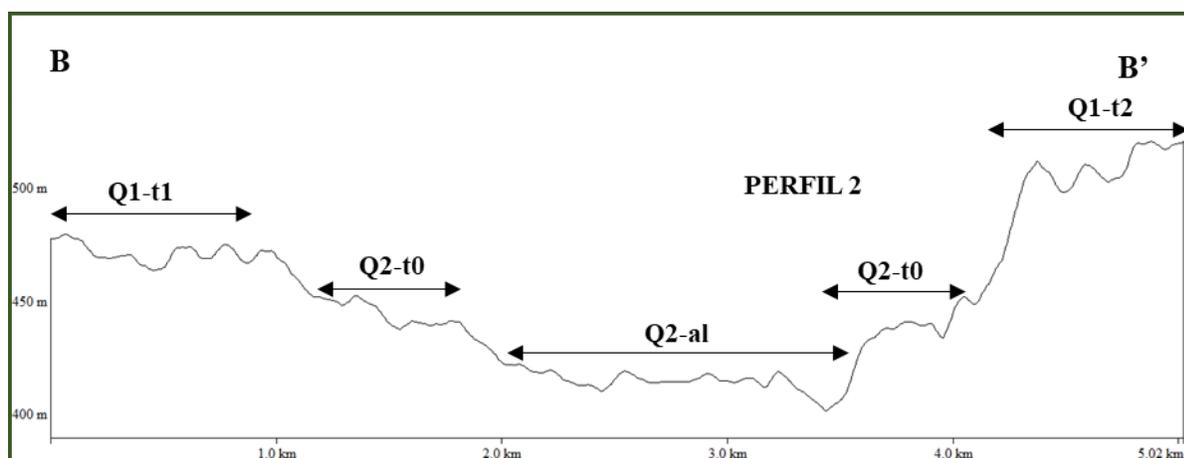


Figura 11: Perfil topográfico 1 y Perfil topográfico 2 del mapa geológico.

Tabla 2

Descripción geológica de las unidades de la zona de estudio asociado con la geomorfología.

GEOLOGIA			GEOMORFOLOGIA
Periodo	Formación	Descripción	Ambiente Morfogenético
Cuaternario	Q2-al Depósitos Aluviales de Llanura y Canal	Compuesta en su mayoría por materiales finos de tamaño de partícula limo-arcillosa; se presenta acumulación no consolidada de materiales arcillosos limosos; en algunos lugares puede tener un alcance en su espesor de 10 a 15 cm.	Ambiente Fluvial, Subunidades geomorfológicas: Llanura Aluvial y Canal (Fpi) y Barra Longitudinal (Fbl)
	Q2-t0 Depósitos Aluviales de Terrazas Recientes	Corresponde por capas conglomeráticas de gravas redondeadas y subredondeadas de tamaño variable entre 2 y 10 cm, compuestos de arenisca cuarzosa y algunos niveles de arenas y lodos de tonalidades grisáceos. Esta unidad es de poco espesor con entre 1.5 - 4 m.	Ambiente Fluvial, Subunidad geomorfológica: Terrazas de Acumulación Recientes (Ftar)
	Q2-co Depósitos Coluviales de Ladera	Constituido por rocas subangulares, en matriz lodosa de color verde, con alternancia de capas entre arenisca conglomeráticas y lutitas.	Ambiente Denudacional, subunidad geomorfológica: laderas erosivas (Dle),

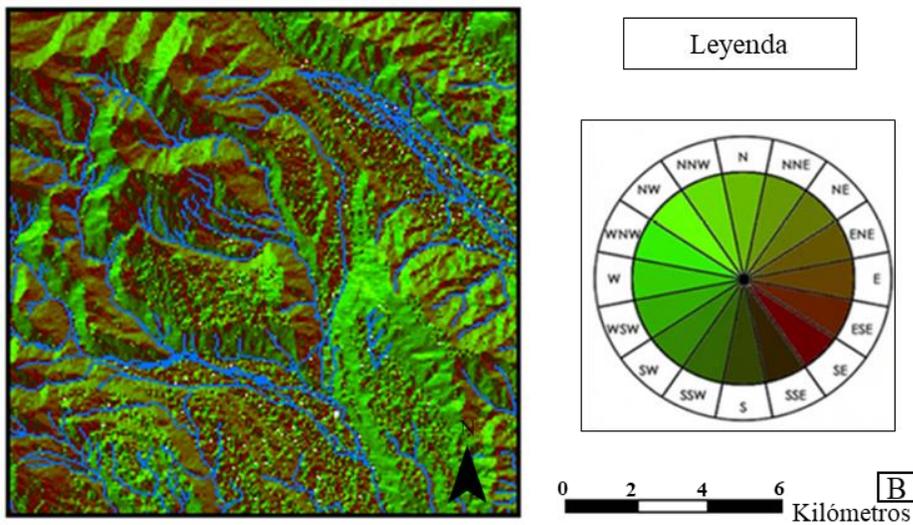
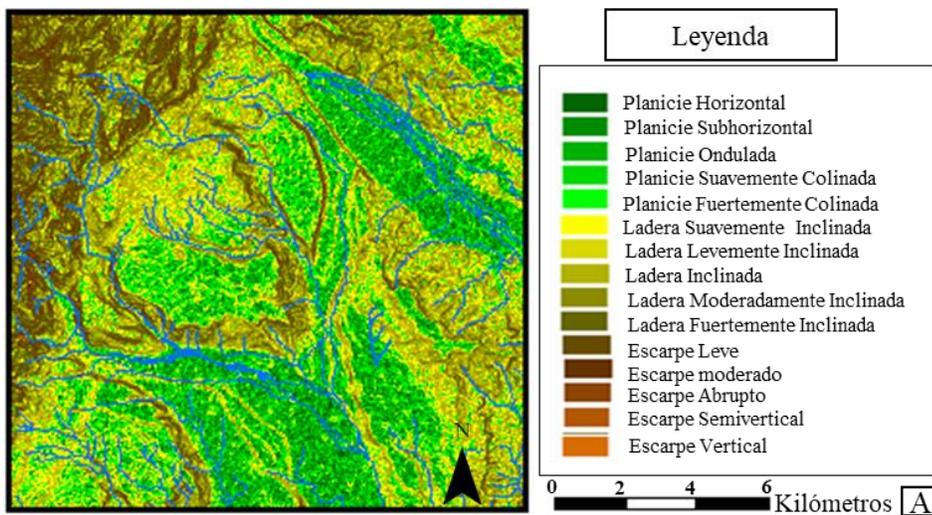
	<p>Q1-t1 Depósitos Aluviales de Terrazas Intermedias</p>	<p>Conglomerados clastosoportados, con matriz es areno-arcillosa. Los clastos son composicionalmente areniscas de grano fino a medio, el diámetro de alcanzan los 18 cm. Esta presenta suelos mejor desarrollados identificando los horizontes A y B. el espesor de esta unidad es variable tiene un promedio de 10 m</p>	<p>Ambiente Fluvial, subunidad geomorfológica: Terrazas de acumulación Intermedia (Ftai).</p>
	<p>Q1-t2 Depósitos Aluviales de Terrazas Antiguas</p>	<p>Constituido principalmente por conglomerados de guijarros, guijos, gránulos y gravas redondeadas de areniscas cuarzosas de grano fino. Deposito es clasto soportado con un porcentaje de matriz limo arenosa menor al 5%. En algunas zonas presentan en superficie</p>	<p>Ambiente Fluvial, subunidad geomorfológica: Terrazas de Acumulación Antigua (Ftan).</p>
	<p>Q1-t3 Depósitos Aluviales de Terrazas Muy Antiguas</p>	<p>Superficie plana denudada, generalmente compuesta por gravas, arenas y arcillas. Presente leve ondulación de terreno y esta inclina hacia el SW aproximadamente 10%</p>	<p>Ambiente Fluvial, subunidad geomorfológica: Terrazas de Acumulación Antigua (Ftaan).</p>
	<p>Q1-ad-Depósitos Aluviales de Abanicos Antiguos</p>	<p>Depósitos de cantos y gravas de arenitas cuarzosas de grano fino a medio clasto soportado y depósitos limo-arenosos.</p>	<p>Ambiente Fluvial, subunidad geomorfológica: Abanico de acumulación incisado (Faai),</p>
Neógeno	<p>E3N1-Stm</p>	<p>Compuesta por arcillolitas y limolitas rojizas con intercalaciones de arenisca, presenta una alternancia de arcillolitas y conglomerados.</p>	<p>Ambiente Denudacional: comprende dos subunidades geomorfológicas: Lomeríos Disectados (Dldi).</p>

4.2 Geomorfología

Se determinó a partir de los datos de morfometría y morfogénesis.

4.2.1 Morfometría: La creación e interpretación conjunta de los mapas morfométricos de Pendientes, orientaciones y red de drenaje junto con el mapa de curvas de nivel, permitió

identificar indicios de anomalías en los patrones en los drenajes, así como en las elevaciones de las terrazas, pequeñas colinas desviadas y generadas dentro de las terrazas horizontales y subhorizontales. Estos indicios asociados a neotectónica se pudieron evidenciar de forma paralela siguiendo un lineamiento. Por lo cual se determinaron dos lineamientos de deformación activa en la zona de estudio. Con base en lo anterior se plantea una delimitación de las geoformas (figura 12).



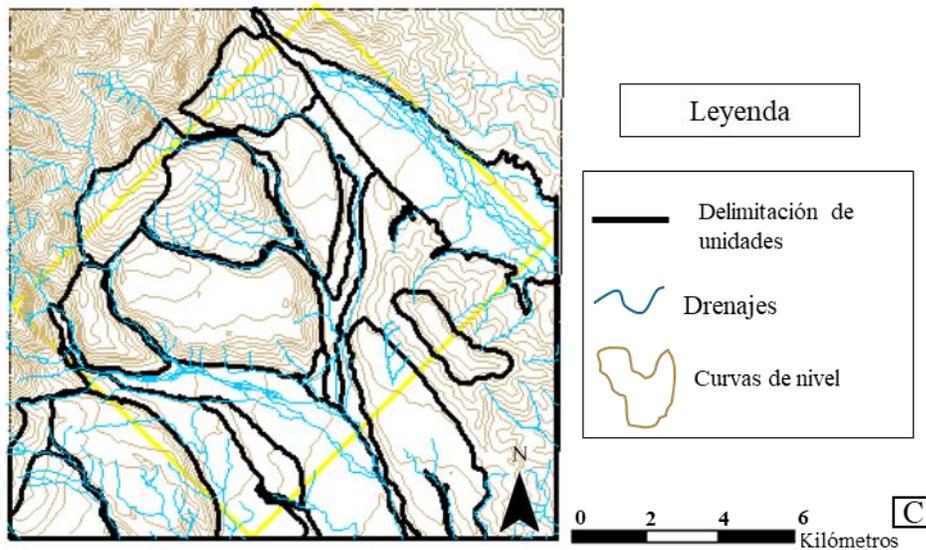


Figura 12: A) Mapa de pendientes, B) mapa de Orientaciones y C) Mapa de curvas de nivel. El cuadro amarillo simboliza la zona de estudio.

4.2.2 Morfogénesis. Los ambientes morfogenéticos identificados en el área de estudio son los siguientes.

- Ambiente Fluvial

Comprende la mayor extensión del área de estudio, se localiza en las veredas Mesa Negra Grande, San Isidro, Mesa Negra Chiquita, Choopal y El Vergel. Las unidades geomorfológicas corresponden a ambientes dominados y originados por los procesos de erosión de las corrientes de agua superficiales, así como el transporte de sedimentos erosionados hacia zonas de baja a poca pendiente (laderas horizontales y sub-horizontales). El transporte y erosión de sedimentos y líquidos por medio de los ríos, genera geformas características y propias de los sistemas fluviales, entre lo que se encuentran en la zona de estudio: Terrazas aluviales y Llanuras aluviales (figura 13).

- Ambiente Denudacional

Comprende en extensión la menor parte de la zona de estudio, se localiza en las veredas Mesa de Cura y El Vesubio. Las unidades geomorfológicas de este ambiente son producto de procesos exógenos de erosión hídrica y gravitatoria, y meteorización que van de moderados a intensos. Estos procesos disecan y modifican la topografía preexistente de los paisajes presentes. En la zona de estudio se determinaron geformas como: lomeríos y laderas (figura 13).

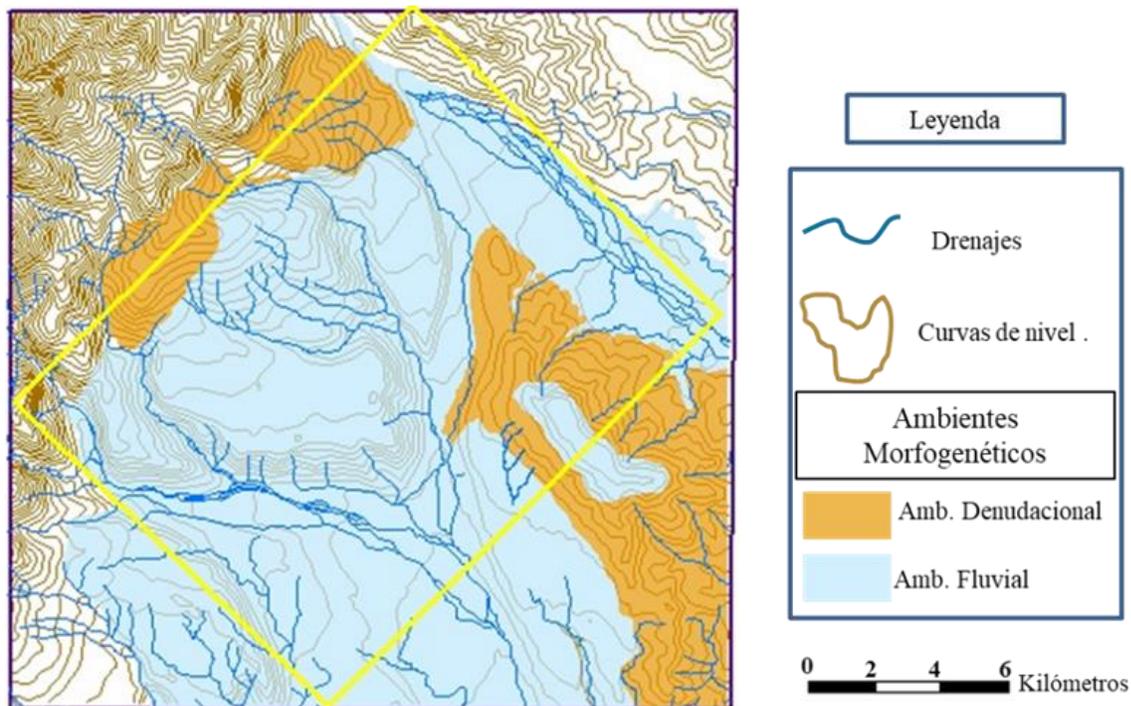
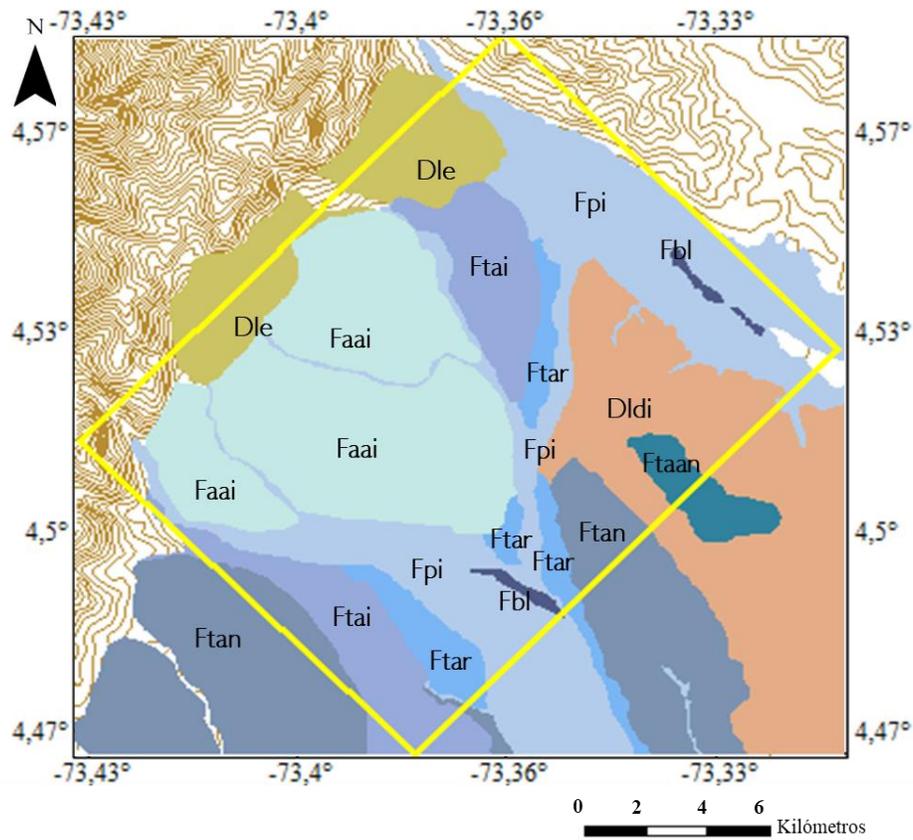


Figura 13: Ambientes Morfogenéticos de la zona de estudio. Se conserva la escala y área geográfica de la figura 8.

- Subunidades geomorfológicas.

Se generó el mapa de subunidades geomorfológicas a escala 1:25.000 de la zona de estudio (figura 14), a partir de los datos recolectados en campo como identificación de geformas, asociación de ambientes y la geología determinada anteriormente. La ejemplificación de cada subunidad se presenta en la figura 15. Del mismo modo se realizó esta asociación de forma textual como se establece en la tabla 3.



Leyenda



Figura 14: Mapa de subunidades geomorfológicas a escala 1:25.000, el recuadro amarillo simboliza el área de estudio.

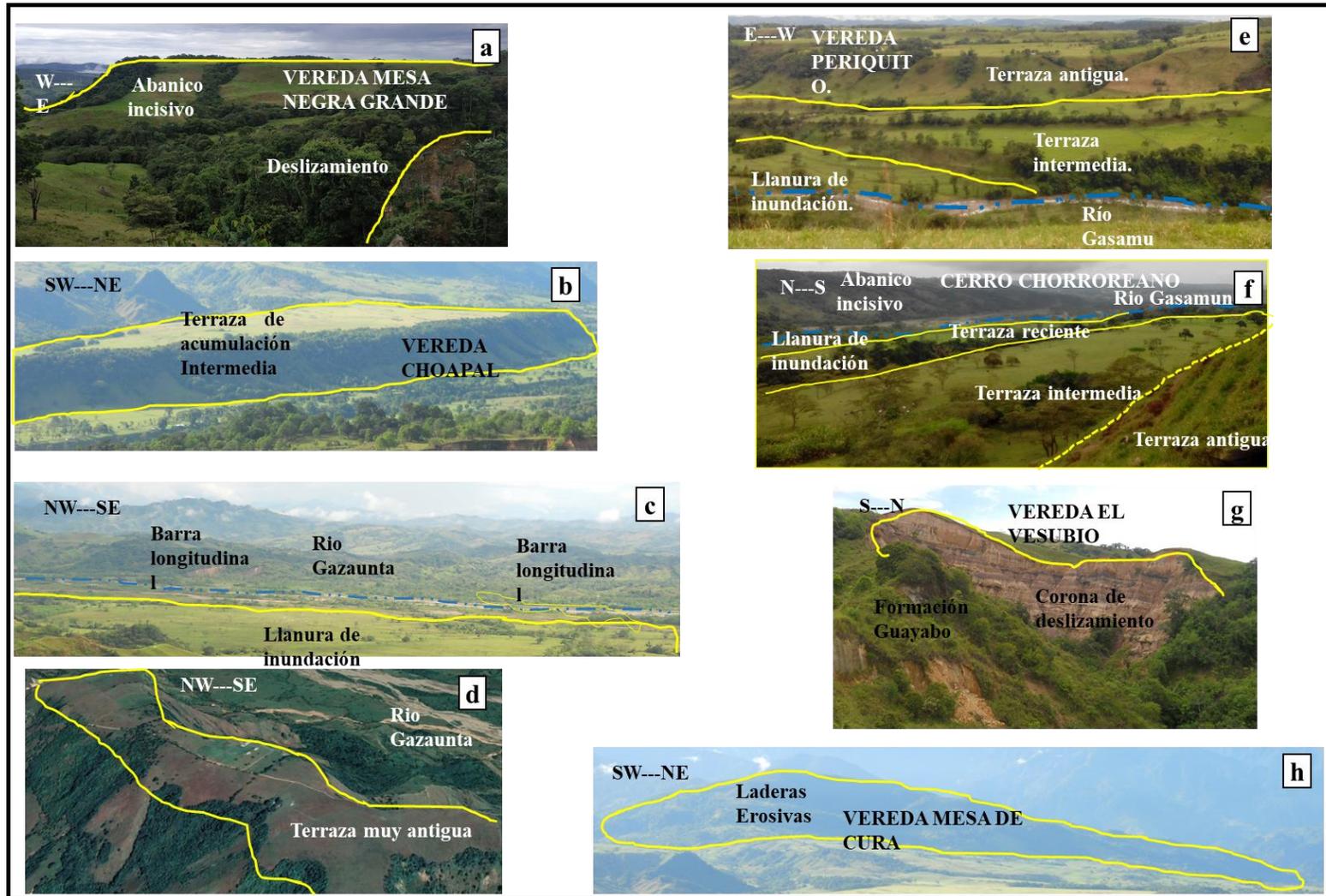
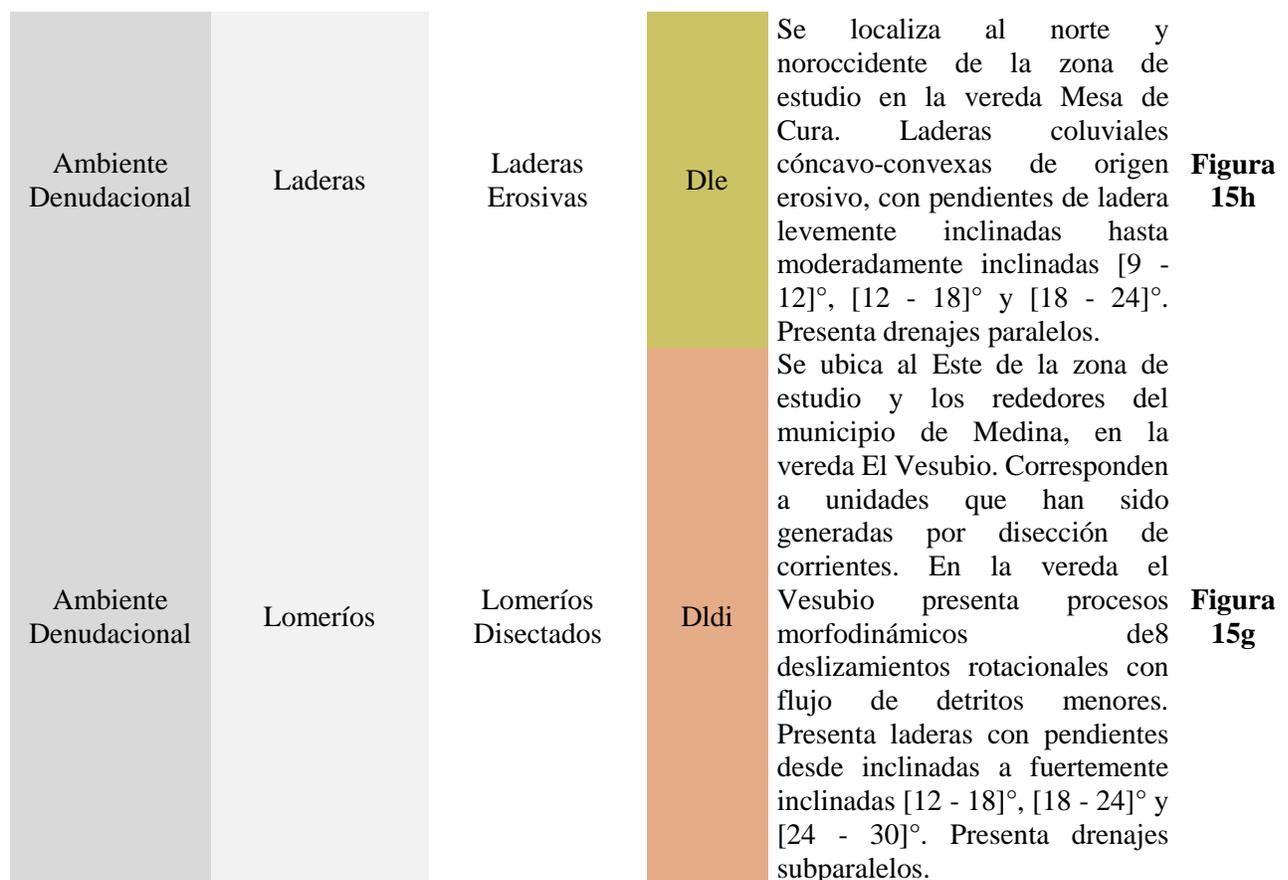


Figura 15: Fotografías panorámicas de la zona de estudio y las estructuras geomorfológicas determinadas. a) Abanico aluvial incisivo, b) Terraza de acumulación intermedia, c) Llanura de inundación con barras longitudinales, d) Terraza de acumulación muy antigua, e) Terrazas de acumulación antigua e intermedia y Llanura de inundación, f) Abanico aluvial incisivo, intermedia y creciente, y Llanura de inundación, g) Corona de deslizamiento y h) Ladera erosiva.

Tabla 3
Morfogénesis de las subunidades geomorfológicas y descripción

Ambiente Morfogenético	Unidad Geomorfológica	Subunidad Geomorfológica	Símbolo	Descripción	Foto
Ambiente Fluvial	Barra Fluvial	Barra longitudinal	Fbl	Se localizan al Este de las veredas Fatima y Las Caldas en el Rio Gazaunta, y entre las veredas Mesa Negra y Varital en el Rio Gasamumo. Estas geoformas son generadas por los ríos meandriiformes, de formas elongadas y paralelas a la dirección del cauce de los ríos, se presentan como remantes que están dividiendo la corriente del río.	Figura 15c y 15d
Ambiente Fluvial	Planicie Aluvial	Llanura Aluvial y Canal	Fpi	Se localiza en las zonas laterales del cauce de los ríos Gazaunta, Gasamumo y limitadas por terrazas adyacentes son de pendientes muy bajas entre planicie horizontales y subhorizontales [0 - 0.5]° y [0.5 - 2]° su forma es determinada por la dirección de los ríos y zonas de inundación por los drenajes que puedan tener.	Figura 15c, 15e y 15f
Ambiente Fluvial	Terrazas Fluviales de Acumulación	Terraza de Acumulación Reciente	Ftar	Se localiza adyacente a las llanuras de inundación de los ríos Gazaunta, Gasamumo y Gazaguacito. Limitada por los escarpes de terrazas de diferentes alturas, de forma elongada siguiendo la dirección de las llanuras de inundación en su mayoría, de pendientes bajas entre horizontales y	Figura 15f

Ambiente Fluvial	Terrazas Fluviales de Acumulación	Terraza de Acumulación Intermedia	Ftai	subhorizontales [0 - 0.5]° y [0.5 - 2]° Se localiza en los alrededores del municipio de Medina, la vereda El Choapal y la vereda Varital. Presenta muy pocos drenajes que corten las unidades. De pendientes bajas desde planicies horizontales a planicies onduladas [0 - 0.5]°, [0.5 - 2] y [2 - 3]°. Se encuentran inclinadas entre 2 – 4%	Figura 15b y 15f
Ambiente Fluvial	Terrazas Fluviales de Acumulación	Terrazas de Acumulación Antigua	Ftan	Se localiza entre en municipio de Medina. Presenta de extensión variable y pendientes bajas desde planicies horizontales hasta planicies fuertemente colinadas hasta los 6° con ausencia de red de drenajes en superficie, se encuentra en contacto con rocas consolidadas, se encuentra inclinada.	Figura 15e y 15f
Ambiente Fluvial	Terrazas Fluviales de Acumulación	Terrazas de Acumulación muy antigua	Ftaan	Se localiza entre en municipio de Medina y la vereda El Vesubio. Se determina en las bajas desde planicies horizontales y subhorizontales. Es la terraza de menos tamaño ya que ha sido fuertemente afectada por la erosión y deslizamientos de la zona.	Figura 15d
Ambiente Fluvial	Abanicos Fluviales	Abanicos aluviales incisivos	Faai	Se localiza en las veredas Mesa Negra Grande, Mesa Negra Chiquita. Es la unidad mayor elevación, de gran extensión y con pendientes bajas desde planicies horizontales y subhorizontales. Están fuertemente incisado por la presencia de canales distribuidos de forma subparalela. Presenta lóbulos detríticos en de diferente tamaño especialmente en las partes laterales de la geoforma, estos se han formado por procesos de gravedad y erosión (denudativos) posteriores.	Figura 15a y 15f



Los abanicos incisivos que se ubica en las veredas San Isidro y Mesa Negra Chiquita en su parte superficial presentan rasgos de formación de lóbulos detríticos que han transportado bloques rodados provenientes del aporte lateral de las laderas Erosivas (Dle) (figura 16). Estos lóbulos se han originado por procesos de erosión y gravitatorios, siguen la dirección de forma paralela entre ellos y perpendicular al frente montañoso, por lo cual se infiere que se están formando por ambiente denudacional. Se presentan con dimensiones longitudinales variables entre de 100 - 500 metros, por lo cual no son cartográficas en la escala del presente trabajo. Este tipo de formas descritas en campo, permito decir el depósito como abanico aluvial a pesar de su forma aterrazada por efectos de los ríos.

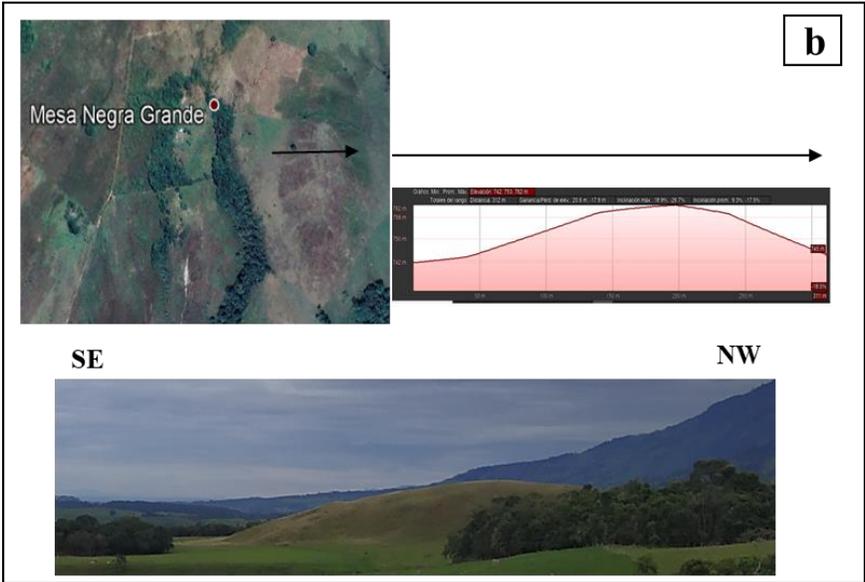
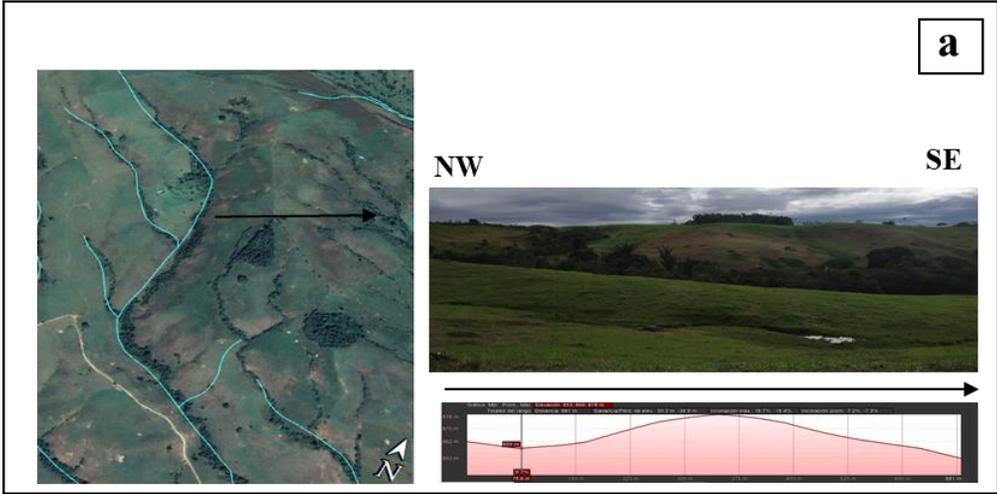


Figura 16: Lóbulos de detríticos. Vereda San Isidro.

4.3 Evidencias Neotectónicas

Los análisis anteriores sirvieron para identificar anomalías en las unidades geológicas que se plantearon a partir del análisis morfométrico y se corroboraron en campo. Se observaron desplazamiento de drenajes, deslizamientos, desplazamiento o deformación de lóbulos detríticos y Terrazas Basculadas (figura 17).

- Drenaje Desplazado
- Terrazas Basculadas (TB): Superficie plana a suavemente inclinada, remanente de terraza de origen erosional basculadas y/o plegadas, de morfología suavemente ondulada, con inclinaciones entre 5° a 10° en las partes altas, limitadas por escarpes de diferente altura.
- Lóbulos Deformado: corresponden a flujo de detritos superficiales que se han depositado de forma gravitatoria, por efectos de erosión se observan bloques rodados. Se observa que estos han sido modificados y controlados por el drenaje desplazado.



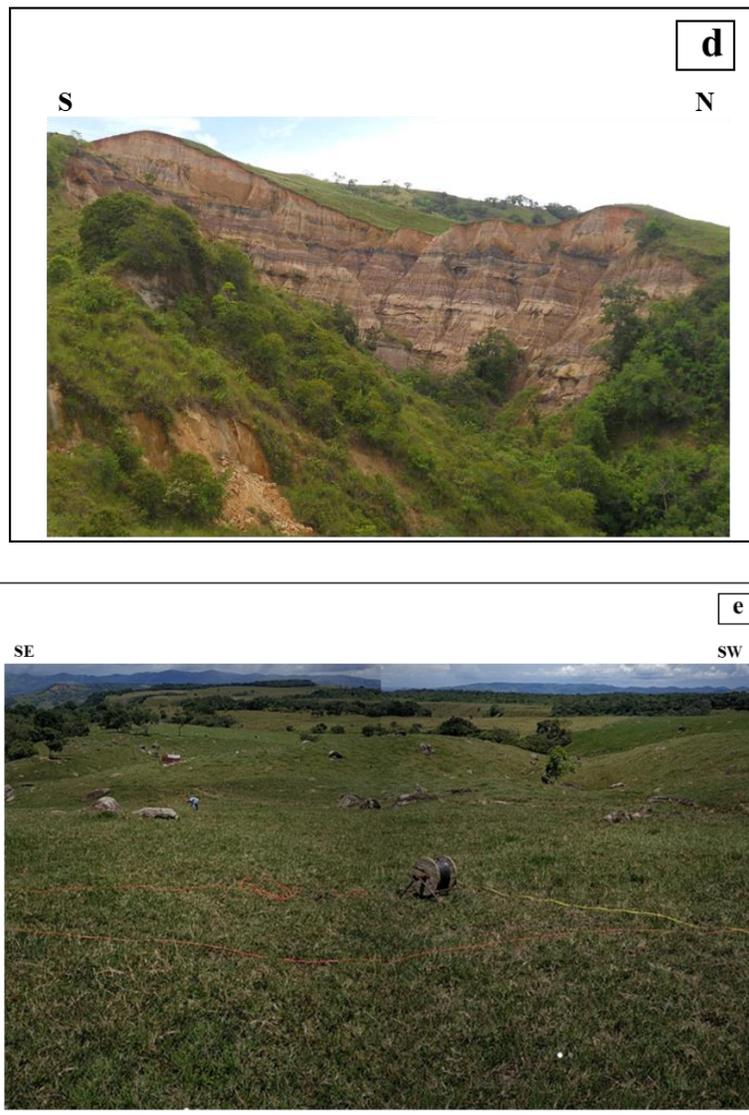


Figura 17: Evidencias morfotectónicas. TB: Terraza basculada (a), DD: Drenaje Desplazado (a, c y e) D: Deslizamientos y LoD; Lóbulos deformados (a, c y e).

Estos rasgos geomorfológicos se asociaron y clasificaron por medio Lineamientos geomorfológicos (Linkimer, 2003), que se definen como uno o más rasgos lineales de la superficie que puede representar la expresión de una falla. (figura 17). Esto lineamientos se conceptualizan como una traza que une y asocia los rasgos geomorfológicos y entre más rasgos y cercanía se

presente entre ellos se clasificara el lineamiento. Esta definición que da el autor no incluye ni asocia el lineamiento a la forma en superficie o expresión que pueda tener la falla ni su cinemática.

De acuerdo con la expresión geomorfológica, los lineamientos se clasificaron de la siguiente forma:

- **Lineamiento Prominente (LM):** los rasgos geomorfológicos puntuales o lineales son de carácter prominente y se pueden apreciar a lo largo de toda su extensión, entre ellos: escarpes de falla, cambios de pendiente, valles lineales, lomos de falla, drenajes desplazados, alineados, adaptados y abandonados, trincheras de falla, bermas, deslizamientos, depresiones, terrazas levantadas, facetas y sillas de falla. También puede estar constituido por la alineación de focos de emisión y estructuras volcánicas, tales como: conos piroclásticos, cráteres volcánicos y anfiteatros de avalanchas (Linkimer, 2003).
- **Lineamiento Moderado (LM):** corresponde a rasgos geomorfológicos puntuales que tienen una expresión de débil a moderada en superficie, pero se presenta de forma discontinua a lo largo de la traza del lineamiento (Linkimer, 2003).
- **Lineamiento Débil (LD):** Rasgos geomorfológicos débiles de baja expresión en superficie y que están muy separados entre sí (> 5 Km) definiendo una traza lineal aproximada. Por lo cual el lineamiento es apoyado por evidencias indirectas como cambios en el tipo de sedimentación y en el patrón de drenaje. (Linkimer, 2003).

Teniendo en cuenta los análisis anteriores de morfometría, morfogénesis y geología se plantea el mapa de indicios neotectónicos de la zona de estudio a escala 1:25.000 (figura 18).

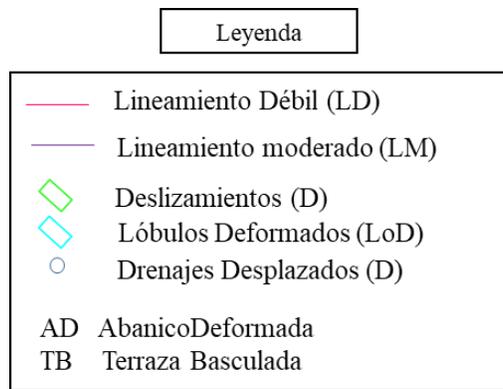
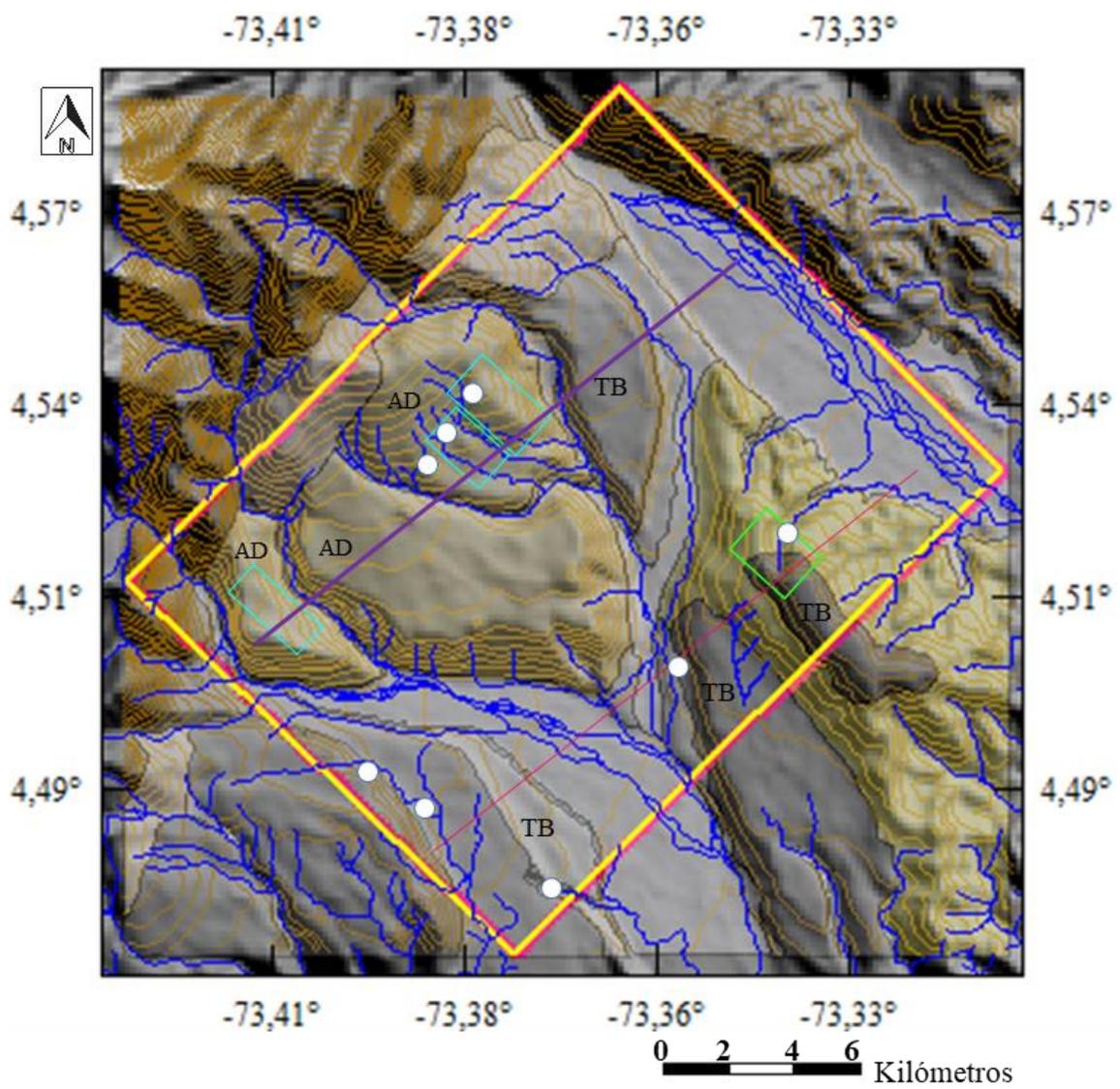


Figura 18: Mapa de indicios neotectónicos a escala 1:25.000 de la zona de estudio.

4.4 Perfiles de métodos geofísicos

La integración de los diferentes métodos geofísicos permitió evaluar las rocas por medio de diferentes propiedades físicas y electromagnéticas, esto con el fin de reducir la ambigüedad de las interpretaciones individuales. Se seleccionaron 3 zonas de adquisición (ver figura 7 pág. 45).

Las imágenes se obtuvieron de manera individual y se utilizó la misma escala para los métodos de refracción sísmica y tomografía eléctrica, esto con el fin de establecer una relación geométrica entre ambos métodos. los datos de tomografía eléctrica y refracción sísmica de forma individual teniendo en cuenta que la longitud en superficie, el alcance de profundidad y localización. Los perfiles se realizaron con dirección 134° en azimut.

4.4.1 Perfil 1. Ubicado en la vereda San Isidro a 30 de la carretera destapada con coordenadas geográficas en el punto medio de: N $4^\circ 32' 7.4''$, W $73^\circ 23' 13.1''$ y Z 760 m Identificada esta unidad en el mapa geológico (figura 10) como Abanicos aluviales incisivos (Q1-ad). Se selecciona esta zona (figura 9) por ser una de las estructuras más antigua que exhibe mayor en superficie evidenciados los drenajes y lomos desplazados.

- Interpretación de Tomográfica eléctrica:

Este perfil se realizó mediante un tendido Schlumberger alcanzo en longitud una distancia de 315 m se obtiene la capa **(A)** de espesor y geometría variable promediado en a los 20 m, con rangos de resistividades menores a los $400 \Omega\text{m}$ de colores entre colores amarillos a verdes, este valor se puede asociar a depósitos saturados, pueden presentar un fuerte fracturamiento, o puede estar asociada a un carácter más arcilloso o arcillolítico de las litologías. En su interior asociados a las zonas de color azul oscuro que presentan resistividades menores a $10 \Omega\text{m}$ puede ser característica de mayor retención de flujos (agua) diferenciado de la capa **(B)** de espesor variable,

al centro de la tomografía es difícil de calcular pero hacia la parte SE en los 235m de la tomografía presenta un espesor aproximado de 30m, con mayor resistividad que va desde los 500 hasta 1900 Ωm estos valores se asocia a depósitos no saturados (depósitos secos) o fracturamiento o de litología arenosas o areníticas y de gravas o conglomerados. (figura 19). La diferenciación de las capas de resistividad se denota por la línea guion blanca.

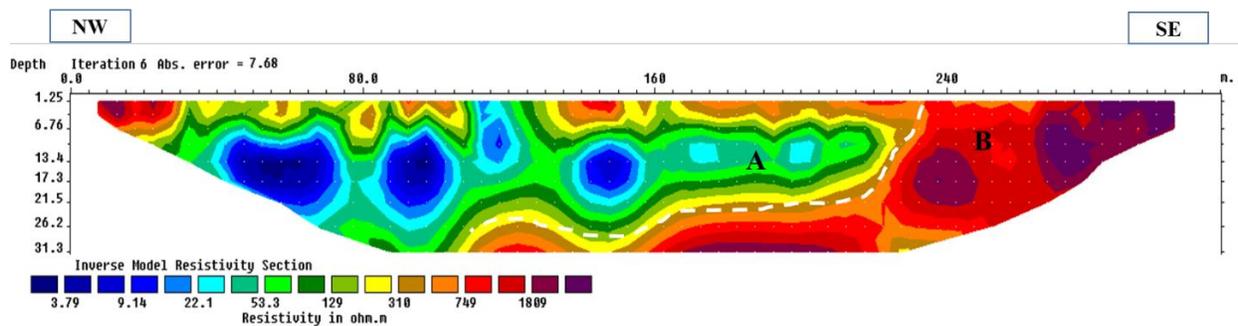


Figura 19: Tomografía eléctrica de resistividades. A y B capas asociadas a los valores de resistividades. La línea guion en blanco representa el contacto de las capas A y B.

- Interpretación de refracción sísmica:

Debido a que la longitud en la adquisición de este método es menor a la de la tomografía se realizaron dos secciones seguidas alcanzo una longitud total de 234m, se apilaron las trazas de las dos líneas sísmicas, para realizar un solo picado y obtener un modelo de velocidad en conjunto de las secciones. Estas secciones muestran el aumento de velocidad (m/s) en función de la profundidad (m) (común de este método), el cual representa la identificación de un cuerpo, es decir, si la onda acústica encuentra a un cuerpo de diferente litología, pero de menor de velocidad al atravesarlo, la onda no se refractará, por lo cual no es notorio en el modelo. De este modo se identificó la geometría de capas denominadas A y B. La profundidad que alcanzo este método para estas secciones es de 45 m, y con una variación de velocidades de m/s de 333 -1685. (figura 20). En este análisis, por lo general, la zona de alteración o weathering presenta bajas velocidades

entre 300m/seg y 800m/seg. Velocidades superiores hacen referencia a roca fresca. También es importante analizar el límite entre la zona de aireación y de saturación del subsuelo pues las zonas saturadas presentan velocidades superiores a 1000m/s. La capa **(A)**: presenta velocidades entre los 800 -1300 m/s de espesor variables en promedio de 20 m y la capa **(B)**: de menor espesor al NW y centro de la tomografía y presentado y mayor espesor hacia el SE aproximado de 10m y de menos profundidad.

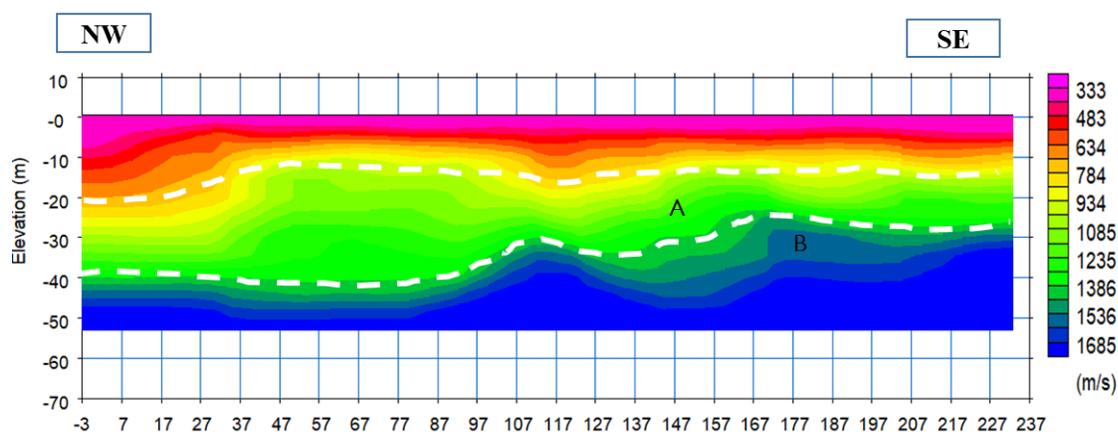


Figura 20: Tomografías sísmicas. A y B corresponden a capas dadas en velocidad (m/s).

4.4.2 Perfil 2. Ubicado en la vereda Mesa Negra Grande a 120 m de la carretera destapada y a 1 km del perfil 1 con coordenadas geográficas N 4° 31' 36.7", W 73° 23' 41.7" y Z 747 m, pertenece a la unidad geológica Abanico aluvial incisivo (Q1-ad). Se selecciona esta zona ya que presenta en superficie un abombamiento con longitud aproximada de 500 m y de ancho de 150 m. en superficie no se evidencia datos que puedan explicar esta geofoma, ya que se encuentra aislada (ver figura 17b, página 62).

- Interpretación de Tomográfica eléctrica

Este perfil se realizó mediante un tendido Schlumberger alcanzo en longitud una distancia de 315 m, se realizaron 6 iteraciones obteniendo un error de 10.4. Se obtuvo la capa **(A)**: de espesor

y geometría variable entre los 15 – 22 m, con rangos de resistividades menores a los 700 Ωm de colores entre verdes y amarillo, estos valores se pueden asociar a rocas que pueden contener agua (saturadas) o presentan en su interior un gran fracturamiento que permitió la disminución de la resistividad. Igualmente, que la tomografía del perfil 1, se debe tener presente que la baja resistividad eléctrica también puede estar asociada a un carácter más arcilloso o arcillolítico y se denota en valores concentrados en las zonas de color azul oscuro que presentan resistividades menores a 20 Ωm . La capa **(B)** no es de geometría tan clara y su espesor es aproximado de 20 a 25 me, con mayor resistividad que va desde los 800 hasta 9000 Ωm estos valores se asocia a que estos depósitos tienen menor contenido de agua o fracturamiento, o puede ser de litología arenosas o areníticas y de gravas o conglomerados. Los bloques erráticos también proporcionan resistividades muy altas. (figura 21). La diferenciación de las capas de resistividad se denota por la línea guion blanca.

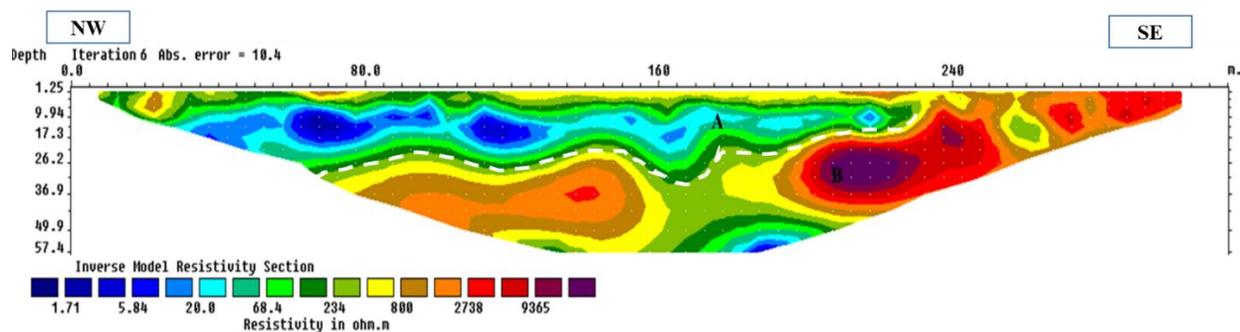


Figura 21: tomografía eléctrica de resistividades. A y B capas asociadas a los valores de resistividades. La línea guion en blanco representa el contacto de las capas A y B.

- Interpretación de refracción sísmica

Se realizaron dos secciones seguidas alcanzo una longitud total de 234 m, se apilaron todas las trazas dentro de un mismo documento para realizar un solo modelo de velocidad para las dos secciones. Estas secciones muestran el aumento de velocidad en función de la profundidad

(común de este método) y permitió observar la geometría de capas denominadas A y B. La profundidad que alcanzó este método para estas secciones es de 28 m, y con una variación de velocidades de m/s de 300 -1900. (figura 22). La zona de alteración o weathering presenta bajas velocidades entre 300m/s y 800m/s. Velocidades superiores hacen referencia a roca fresca. También es importante analizar el límite entre la zona de aireación y de saturación del subsuelo pues las zonas saturadas presentan velocidades superiores a 1000 m/s. Es decir, no solamente pueden presentarse cambios litológicos, sino cambios en el grado de alteración y saturación. La capa (A): presenta velocidades entre los 800 -1200 m/s de espesor variables entre los 15 - 20 m y la capa (B): de menor espesor en el centro y mayor hacia el SE de aproximadamente los 10 m y centro de la tomografía y presentado y mayor espesor hacia el SE aproximado de 10m y de menos profundidad.

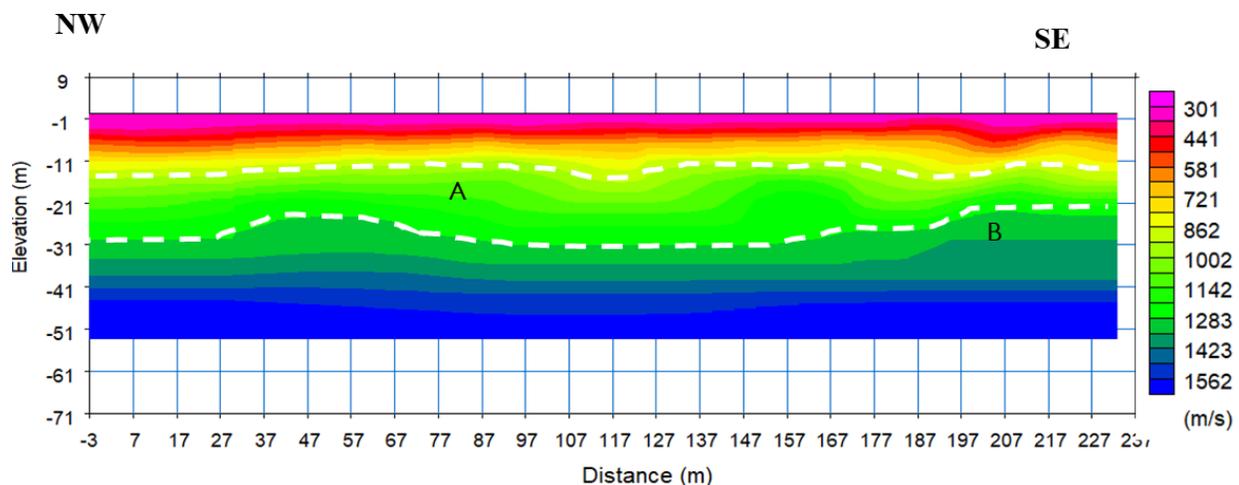


Figura 22: Tomografías sísmicas. A y B corresponden a capas dadas en velocidad (m/s).

4.4.3 Perfil 3. Ubicado al Noreste del Municipio de Medina, a 70 m de la carretera destapada, con coordenadas geográficas N 4° 30' 58.26", W 73° 20' 47.57" y Z 589 m, se selecciona esta zona por los deslizamientos que se presentan en la vereda y que según la descripción del afloramiento no se evidencian indicadores de falla. Se asocia a la unidad a la

formación Guayabo. Para este perfil solo se realizó la adquisición y procesamiento de la tomografía eléctrica. (figura 23). En el cual se distinguen dos capas: capa A) de espesor variable disminuyendo hacia el SE entre los 10 20m corresponde a resistividades menores a los 400 Ωm , incluyendo valores menores a los 6 Ωm , relacionados a la presencia de fluidos (agua) o fracturas en esta capa. La capa B) de mayor espesor en la tomografía con valor aproximado de 30m, con resistividades de 500 a 6000 Ωm , correspondiendo a una capa de rocas más secas o no tan fracturadas. Se debe tener presente que la baja resistividad eléctrica puede estar asociada a un carácter más arcilloso o arcillolítico de las litologías con respecto a niveles más resistivos asociados a materiales arenosos o areníticos y de gravas o conglomerados. Los bloques erráticos también proporcionan resistividades muy altas. Es decir, no solamente asociar los cambios de resistividad a cambios en el carácter de los fluidos y fracturamiento dentro de las formaciones.

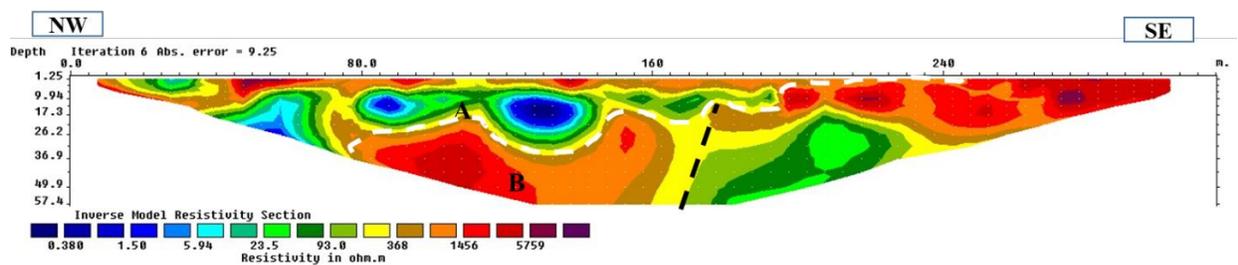


Figura 23: Tomografía eléctrica de resistividades. A y B capas asociadas a los valores de resistividades. La línea guion en blanco representa el contacto de las capas A y B.

4.3 Magnetotelúrica

El método magnetotelúrica se utilizó para inferir la presencia de la litología que podía estar presente y tratar de evidenciar a una mayor profundidad la existencia de fractura. Al analizar las curvas de resistividad aparente se obtuvo respuestas similares entre cada sondeo de la misma banda, por lo cual se mostrará una imagen de cada banda. Las coordenadas geográficas de la

antena central AFE son N 4° 31' 50.0", W 73° 23' 11.9" y Z= 743 m en baja frecuencia utilizando la banda 1 para una toma de 400 puntos. El programa hace una lectura de los datos generados en la adquisición (figura 24). Los campos magnéticos y eléctricos son calculados de forma simultánea a partir del registro de las series temporales. El procesamiento de los datos corrige los sondeos magnetotéluricos de las distorsiones galvánicas Static Shift, seguido se realiza la inversión de las curvas de resistividad aparente y fase para generar el modelo 1D, realiza En la parte superior izquierda de la ventana (a) se muestran gráficos de resistividad aparente en MT y TDEM, en la ventana inferior izquierda (b) la fase observada y calculada, en el inferior derecho (c) el modelo geoelectrico en línea roja Inversión conjunta de una dimensión en relación con la profundidad en Km y la resistividad (ρ).

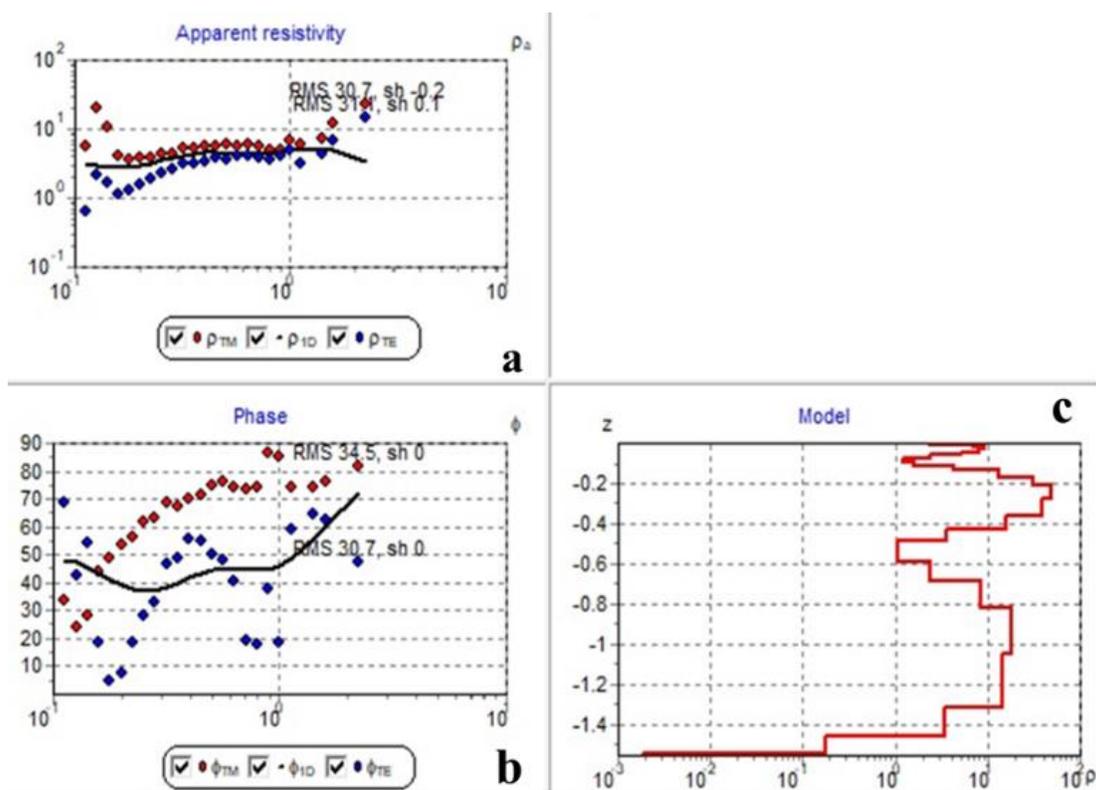


Figura 24: Ventana de corrección de desplazamiento estático basada en los datos TDEM y VES

5. Análisis De Resultados Y Discusión

Para el mapa morfogenético de subunidades geomorfológicas, se difiere en algunas estructuras morfogenéticas planteadas en el documento del SGC 2015 por ejemplo del ambiente Denudacional dicho estudio incluye geoformas de Cono de deslizamiento indiferenciado (Ddi) en la vereda el Vesubio, siendo este el mayor deslizamiento presentado en la zona, con forma de cuchara donde se puede identificar claramente la corona de deslizamiento, no presenta ápice ni la extensión en forma de cono para poderle adjudicar este nombre a la estructura. Del mismo modo se difiere a los depósitos del ambiente fluvial, que determinaron en las veredas San Isidro, Mesa grande Negra y Mesa Negra Chiquita han sido definidos como Terrazas de acumulación sub-creciente (Ftan) y Terraza de acumulación antigua (Ftas), y que en este trabajo se han definido como Abanicos aluviales Incisivos de morfología aterrizada y con lóbulos detríticos, no se incluyen en el ambiente denudacional debido a que la formación de los lóbulos es posterior a la formación del abanico.

Teniendo en cuenta que estudio del SGC fue con el fin de establecer relación de las geoformas con la susceptibilidad y amenaza de movimientos de masa, no se incluye en la geomorfología del presente trabajo la subunidad Escarpe de terraza de acumulación (Ftae), teniendo en cuenta que la descripción presentada por dicho estudio, no se diferencia con las descripciones realizadas en campo de las terrazas antiguas y abanicos que desarrollan escarpes mayores comparadas los otros tipos de terrazas determinadas, siendo esto una de las características para definir la subunidad.

Se identificaron cuatro tipos de terrazas fluviales de acumulación (recientes, intermedias, antiguas y muy antiguas), diferenciadas en su composición (tamaños de grano y relación entre conglomerados y matriz), elevación una respecto a la otra o basculamiento, extensión y geometría,

así mismo se estableció su relación tanto espacial por medio de perfiles topográficos la zona (ver figura 11 pág. 50). Se definen las llanuras de inundación y barras longitudinales producto del cambio de energía de los ríos meandriformes, estas están siendo controlados por la dirección de los ríos. Se asocia la descripción realizada en campo E3N1-Stm con la Formación Guayabo en los alrededores del Municipio de Medina y la vereda El Vesubio, asociada su definición a la planteada por Parra (2009), como formación Guayabo miembro Inferior para esta zona.

La formación de los depósitos aluviales junto con la descripción realizada en campo permite asociar estas estructuras con la ocurrencia cíclica de capturas fluviales de piedemonte y la formación depósitos aluviales asociados. Pastor, (2013) describe por medio de un esquema la ocurrencia cíclica de capturas de piedemonte y sus depósitos aluviales asociados (figura 25):

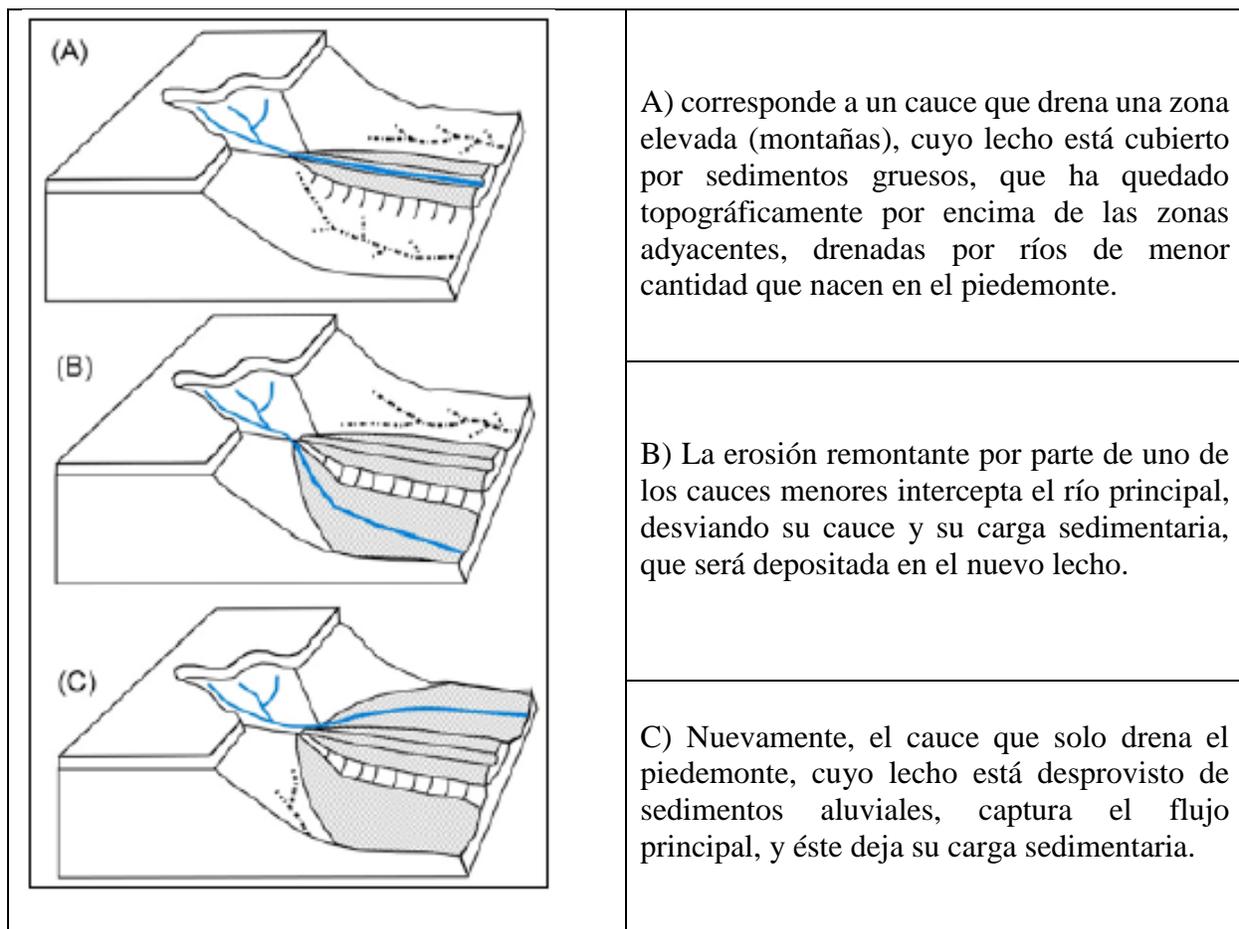


Figura 25: Asociación de captura fluvial y depósitos aluviales en el piedemonte (Pastor, 2013).

Este tipo de modelo presentado por Pastor, 2013, permite explicar en un mayor contexto la relación topográfica de los depósitos aluviales (ver figura 11 pág. 50), y como la formación de estos no son simultáneas a los lados del valle de río. Estos presentan varias formas dependiendo del volumen de los depósitos y de la capacidad de los ríos de excavar en la fase de incisión; pueden ser encajadas cuando se desarrollan íntegramente sobre materiales aluviales, o escalonadas, si aparecen talladas sobre la roca *in situ*, también pueden aparecer simétricas, con todos los niveles a ambos lados del río, o asimétricas, si el grado de conservación es muy diferente en cada uno de los lados, pudiendo faltar niveles en alguno de ellos (Miranda-Avilés et al, 2005), esto permite explicar la diferenciación de elevación en las terrazas del perfil topográfico 2 (ver figura 11 página 50).

Entre los resultados obtenidos, se plantean indicios asociados a eventos de neotectónica, entre los que se encuentra; deformaciones presentes en unidades cuaternarias tales como desplazamientos y modificación de lóbulos detríticos, desplazamiento de drenajes siendo más notorio en las terrazas antiguas y abanicos, desviación o control anómalo en la forma del terreno, inclinación o basculamiento de las terrazas entre los 5 – 10° y finalmente deslizamientos menores en los escarpes de los depósitos, y de mayor tamaño en la formación Guayabo (Vereda El Vesubio). Estos indicios al analizarlos de forma local para la zona, se determina que presentan lineamientos que según Linkimer (2003) pueden ser débiles y moderados (ver figura 18 pág. 65).

Los lóbulos observados los abanicos aluviales incisivos (Q1-ad), se asocia su formación al aporte lateral proveniente de la montaña, geformas típicas de descarga del piedemonte. Suvires, (2013) describe que diferentes procesos que tienen lugar a escala facilitan el desprendimiento de sedimentos para constituir los flujos de detritos (debris flows), rasgos y evidencias de disolución,

y la frecuencia de capturas entre líneas divisorias de cuencas laterales y aguas arriba, son las acciones y procesos primarios para la formación de estos lóbulos detríticos. Por su parte Harvey et al., (2005) definió una ecuación para observar la evolución del relieve entre las partes de una cuenca incluyendo la formación de lóbulos detríticos provenientes de la interacción entre el piedemonte y los depósitos aluviales. Para ello se estableció un intervalo de tiempo fijado arbitrariamente como t_1 y t_2 , correspondiente a un estadio inicial y final de la evolución cuaternaria, respectivamente. Se idealizó la forma de la cuenca y la de abanicos en el t_1 tomando en cuenta la primera divisoria de agua traspasada por la erosión retrocedente en su evolución cuaternaria, dando la forma observable en la parte izquierda de la (figura 26). Mientras que t_2 corresponde a la morfometría actual de cuencas y abanicos (parte derecha de figura 26), junto con la interacción que tienen área de acumulación (Aa) y el área de cuencas (Ac), como se puede observar la formación de los lóbulos en t_2 en el área de acumulación.

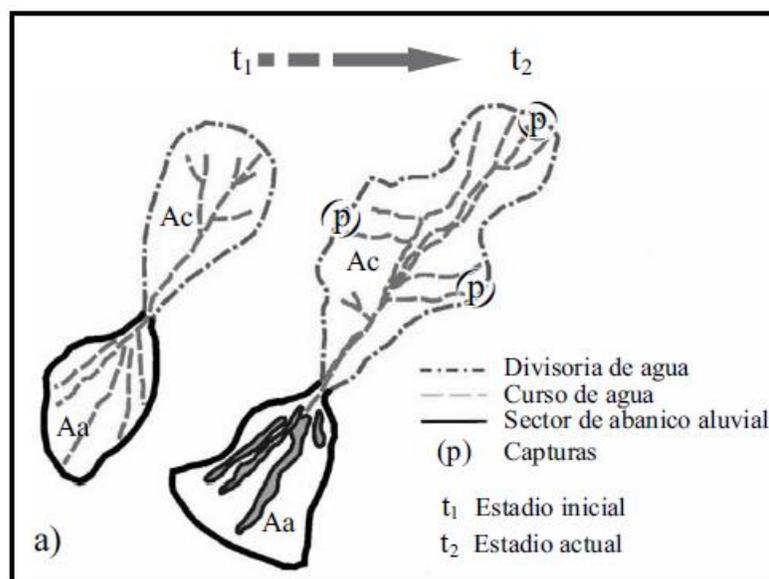


Figura 26: Reconstrucción del relieve de las cuencas de drenaje y abanicos aluviales en dos estadios, t_1 inicial y t_2 actual. Se aprecia la disparidad en el crecimiento de las áreas de cuenca (Ac) y las de abanicos (Aa) entre t_1 y t_2 (Suvires, 2013).

Hooke (1972) analizan las relaciones existentes entre Ac y Aa, y expresan que éstas difieren según los ambientes climáticos en que se encuentren, pero la relación que se presenta en la zona de estudio no está vinculado a cambios climáticos, sino a la actividad tectónica compresiva y regional. El sistema de drenaje en el piedemonte al Este, las desnivelaciones topográficas entre las áreas altas y de acumulación a través de las fallas Tesalia-Servita reactivan la erosión y transporte en las áreas elevadas o las denominadas “áreas de cuenca” (Ac), mientras que en las “áreas de acumulación” (Aa) se acumulan grandes cargas sedimentarias (provenientes del Anticlinal de Farallones). Esta área de acumulación se asocia con los abanicos aluviales incisivos en la vereda de San Isidro, ya que se observó en campo la geoforma, y composición de lo que los autores anteriores denominaron lóbulos detríticos.

La morfología de estos lóbulos fue de gran importancia para determinar algunos indicios de neotectónica en dicha zona. Por ejemplo, se observó que los drenajes presentan desplazamientos en parte superficial del abanico, por lo cual estos lóbulos están modificados y desplazados en su dirección de flujo al punto de estar perpendiculares al flujo de canal (Suvires, 2013 en la figura 26).

La segunda fase corresponde a la aplicación de los métodos geofísicos someros para determinar anomalías en las propiedades físicas (ondas acústicas) y eléctricas (resistividades) de los depósitos, y de esta forma, sí es viable inferir que los ocurrido en superficie sea por la posible ocurrencia de una falla. Los métodos se evaluaron de forma individual, pero se correlacionaron para analizarlos con la geología de la zona.

La aplicación e integración de los métodos geofísicos tomografía eléctrica y refracción sísmica, por lo cual se asociaron las anomalías observadas en conjunto, pero se tuvo en cuenta que no debían dar necesario exactamente la misma geometría de capas porque son propiedades diferentes.

Pero si se puede asociar una zona de baja resistividad eléctrica y a una zona de baja velocidad de propagación de ondas sísmicas con una zona de alteración. Las rocas más consolidadas proporcionan altos valores de resistividad eléctrica y mayores valores de velocidad de propagación sísmica.

Los análisis de resultados se agruparon en dos perfiles: en el perfil 1 (figura 27):

- La capa de mayor velocidad (**B**) en el perfil sísmico se asocia a la capa de mayor resistividad eléctrica (**B**).
- La capa (**B**) presenta resistividades de valores altos (500 – 1900 Ωm), se interpreta de litología “secas” o poco fracturadas, o de baja permeabilidad dentro la misma litología. También puede evidenciar la presencia de un material muy heterogéneo con bloques embebidos en una matriz areno arcillosa
- En la capa (**A**) se identifican resistividades menores a 10 Ωm de, interpretada como sedimentos superficiales litológicamente de grano fino y arcillosas posiblemente saturadas, con mayor concentración en la parte media de la capa o litología con una mayor permeabilidad y/o mayor fracturamiento. También puede asociarse a zonas de carácter arcilloso o arcillolítico o presencia de aguas salobres o saladas
- En análisis de la relación entre esas dos capas, tanto en la tomografía sísmica como en la tomografía eléctrica, permito diferenciar dos zonas: la **zona 1**) ubicada a la NW del perfil y corresponde a la parte inicial la adquisición, se observa una pequeña relación anómala entre dos capas, se infiere que pueda ser una falla (línea negra tipo guion), pero debido a que se encuentra en la zona inicial de las tomografías es difícil establecer una geometría continua en las capas también se puede decir que ese cambio lateral de resistividades, es por un cambio de permeabilidad lateral dentro la misma litología del

depósito o cambios litológicos, granulométricos. La **zona 2**) hacia el SE del perfil se presenta una anomalía en geometría de la capa (**B**), presenta una elevación más somera dentro del mismo perfil, este indicio es lo que permite inferir con mayor claridad la presencia de una falla normal (línea negra tipo guion). Del análisis de esta capa (**B**) se podría decir que el bloque hundido se desplaza hacia abajo y sobre él se observa la capa de menor resistividad (**A**). También se podría asociar que la diferencia de resistividades a cambios de permeabilidad y humedad dentro de la misma litología, pero este caso se estaría presentando tanto de forma lateral como vertical, este argumento también se puede complementar con la presencia de una falla que esté funcionando como bloqueo de líquidos. Las zonas de falla generan atenuación de la velocidad de propagación de ondas sísmicas y favorecen la presencia de fluidos y materiales arcillosos que disminuyen la resistividad eléctrica

- La tomografía sísmica expresa de mejor forma la geometría de la capa (**A**), se evidencia de forma clara alguna anomalía en la continuidad de las capas que indiquen la presencia de la falla en la **zona 1**. Las dos líneas no alcanzan la longitud de la tomografía eléctrica, por lo cual en la **zona 2** que es donde mayor se evidencia la anomalía de la capa (**B**), no aparece en la tomografía sísmica.

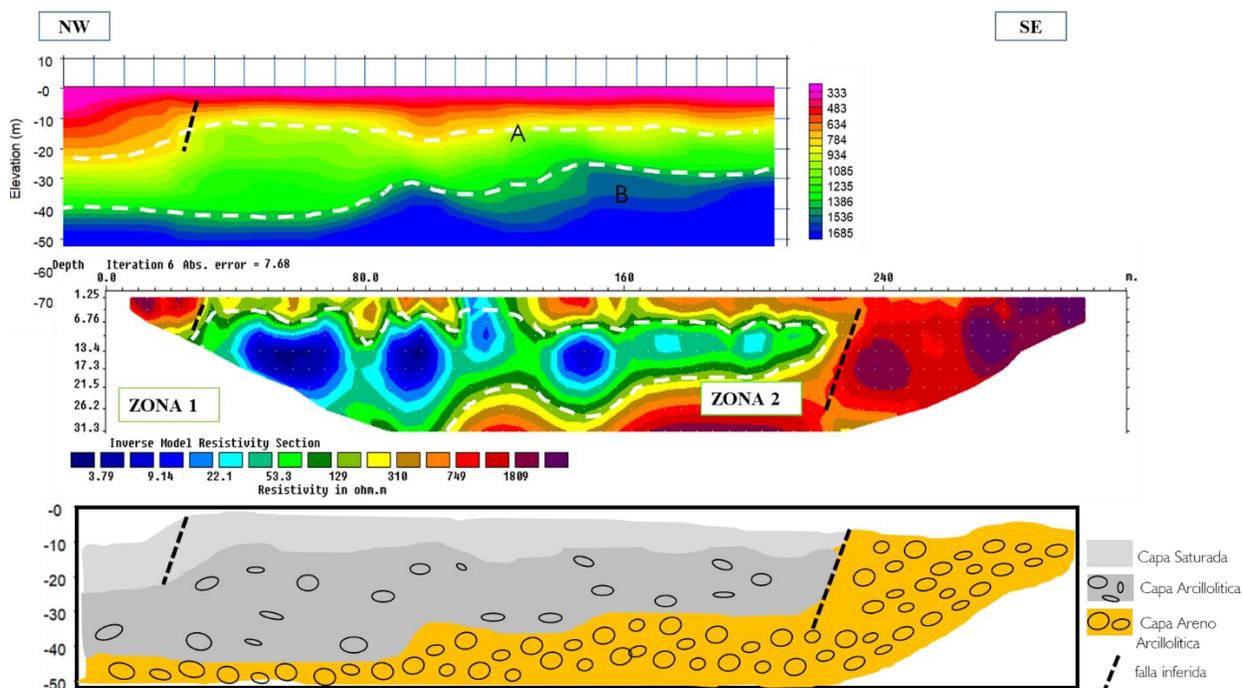


Figura 27: Correlación de los métodos geofísicos en el Perfil 1. Arriba tomografía sísmica, Abajo tomografía eléctrica. La línea tipo guion blanca el contacto de las dos capas (A y B). la línea guion negra señalando las fallas inferidas.

El perfil 2 (figura 28): Se presentó una correlación similar al del perfil 1:

- Se asocia los valores de resistividad de la capa (A) a sedimentos superficiales tipo arena que por bajos valores se infieren a rocas de arenas y gravas saturadas
- La capa (B) un aumento de los valores de resistividades asociados a los depósitos aluviales (abanico). Se observa una geometría similar de espesor de la capa (A) tanto en la tomografía sísmica como en la eléctrica. y del mismo modo valores altos de velocidad y de resistividad por lo cual se puede inferir que corresponde a facies de arena con mayor compactación.
- Se evidencia una anomalía en la **zona 1** al NW del perfil marcada por una línea tipo guion infiriendo la posibilidad de una falla. Esta anomalía es menos evidente que en el

perfil 1 pero si sigue siendo constante la anomalía entre las capas **(A)** y **(B)** en los dos perfiles.

- El perfil de las líneas sísmicas permite correlacionarse con la tomografía eléctrica; geoméricamente la capa **(A)** en la **zona 2** en la sísmica presenta un adelgazamiento (menor espesor) relacionable con la capa **(A)** de la tomografía eléctrica. Pero no posible determinar con exactitud la capa **(B)** en la sísmica, ya que basados en la tomografía eléctrica hay una disminución lateral de resistividades, por lo cual se puede inferir que en la sísmica si hay una capa de menor velocidad ya sea en variación lateral o vertical debajo de la capa **(B)** que no es visible. De ser así se pierde la información anómala que pueda ocurrir debajo de la capa **(A)** en la tomografía sísmica.
- La anomalía geométrica de la capa **(B)** que se presenta en la tomografía eléctrica en la **zona 2** es menos evidente que en el Perfil 1. Esta anomalía se interpreta como producto de la presencia de una falla inferida, puede estar modificando las propiedades de permeabilidad de los depósitos y por ende la variación en los valores de resistividad lateral no es tan clara ni diferencial.
- Se interpreta que la geometría de la capa **(A)** en cierto modo es afectada por la posible presencia de la falla inferida ya que esta capa es menor espesor que en el perfil 1, por lo que se infiere la falla inferida al ser más somera (como en el perfil 1) está favoreciendo el aumento de la permeabilidad o fracturamiento de esta capa, permitiendo la diferenciación a partir de las resistividades.
- En este perfil tanto la tomografía sísmica como la tomografía eléctrica detectan que en la **zona 2** la geometría de la capa 2 disminuye y que en cuanto a valor de resistividad se presenta una variación tanto lateral como vertical. Y en este caso dentro de la capa A

se observa una interrupción en la continuidad del valor de resistividad. Esto permite inferir el trazo de una falla de tipo normal.

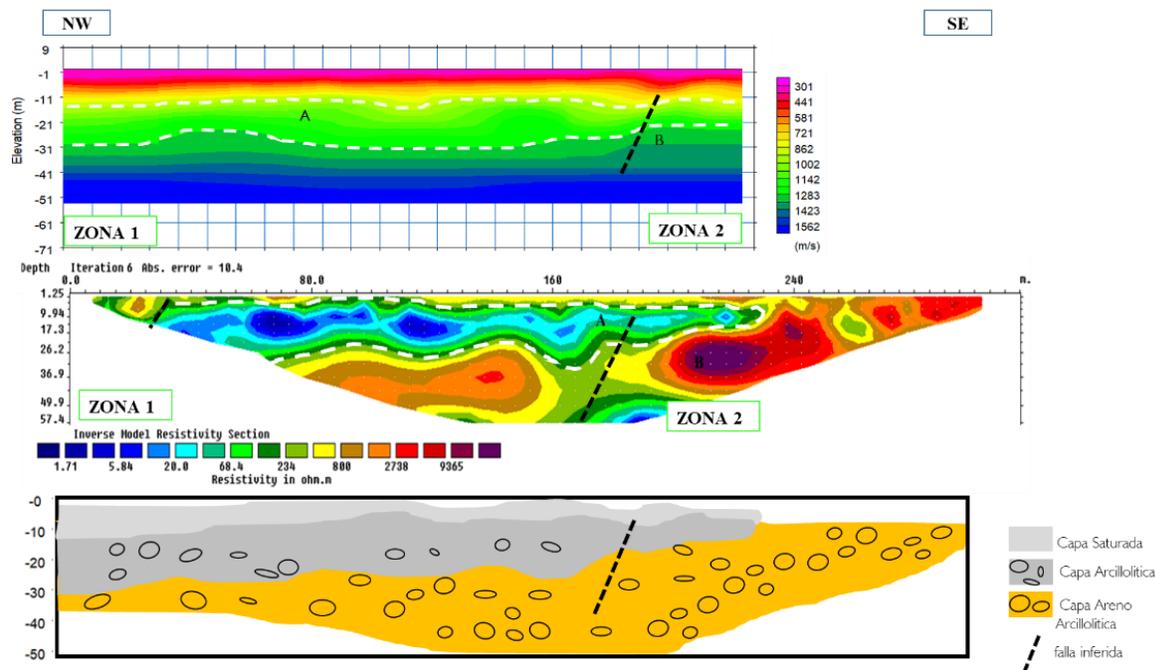


Figura 28: Correlación de los métodos geofísicos en el Perfil 2. Arriba tomografía sísmica, Abajo tomografía eléctrica. La línea tipo guion blanca el contacto de las dos capas (A y B). la línea guion negra señalando las fallas inferidas.

El perfil 3 (figura 29): no presenta correlación con los anteriores perfiles ya que está ubicado en otra zona cerca al casco urbano del Municipio de Medina y en la unidad de la Formación Guayabo (ver figura 7, pág. 45):

- En esta tomografía se diferenciaron dos capas según el valor de las resistividades; donde la capa (A) se asocia a rocas sedimentarias con presencia de líquidos (agua), o rocas con alta permeabilidad o posible fracturamiento.
- La capa (B) con valores altos de resistividades se asocia a rocas sedimentarias que se encuentran posiblemente “secas” o con propiedades de muy baja permeabilidad.

- No se presenta una geometría clara entre las capas, puede ser porque la zona en la que se realizó la adquisición es cercana a la zona del deslizamiento de la Vereda el Vesubio.
- Se identifica en la zona central de la tomografía que está modificando en los laterales los valores de resistividad en la misma profundidad. Y los mismo sucede de forma vertical.

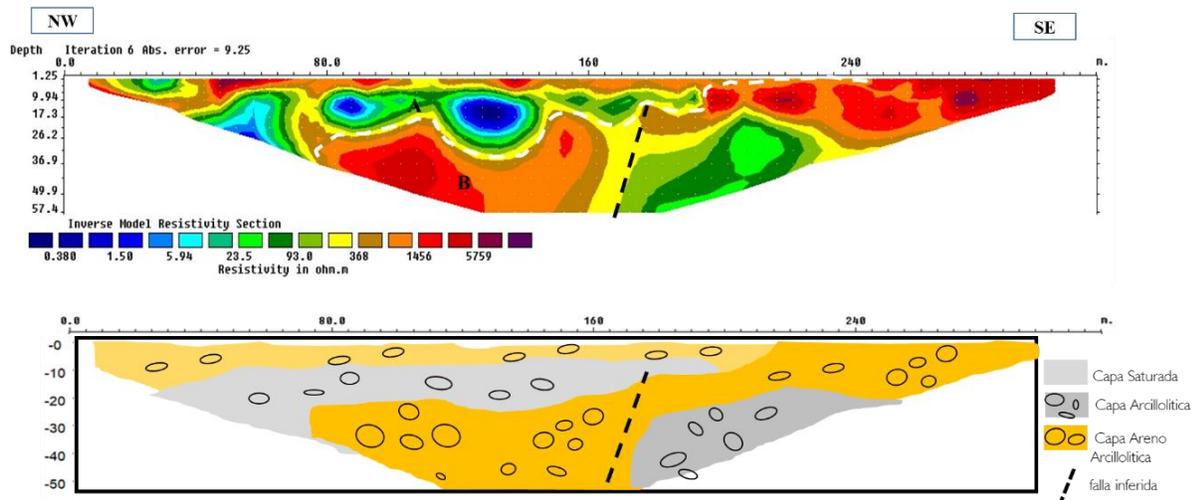


Figura 29: Interpretación de la Tomografía eléctrica del perfil geofísico 3. La Línea guion negra indica la falla inferida.

Los estudios realizados por Fazzito (2011). definen la presencia de las fallas esencialmente a partir de la tomografía eléctrica (figura 30a y 30b), el autor no establece criterios de interpretación ni diferenciación entre las capas asociada a las diferentes resistividades, asociado a la presencia de fallas normales. Por otro lado, Cotto, et al (2018) realiza un estudio geofísico, que implica los métodos de magnetometría, gravimetría, refracción sísmica y tomografía eléctrica de los cuales interpreta las anomalías de velocidades y resistividades para definir fallas inversas en la zona, por medio del análisis geométrico y separación de las capas diferenciadas en sus propiedades correspondientes los otros dos métodos los usa para definir litologías en la zona (figura 30c y 30d).

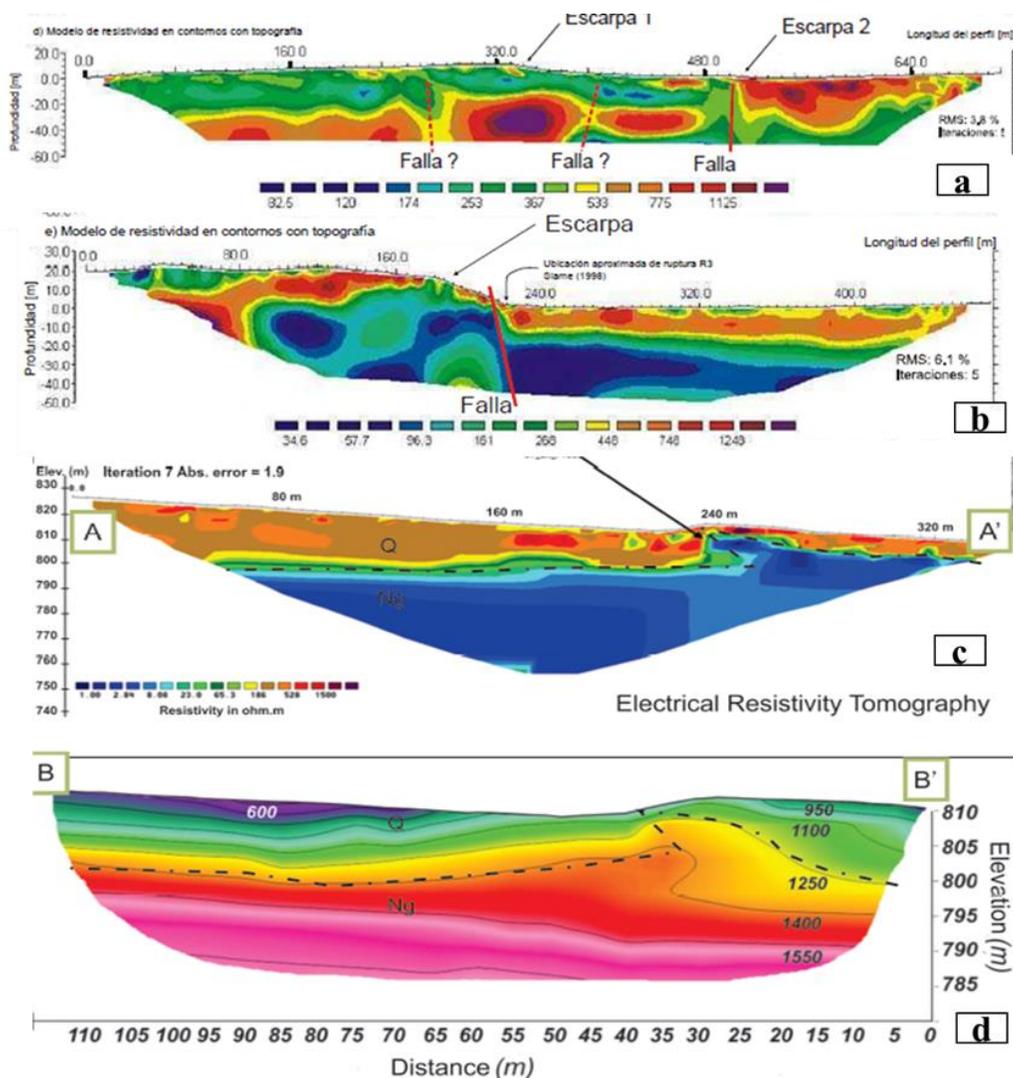


Figura 30: a y b corresponden a la interpretación realizada por Fazzito, (2011), c tomografía eléctrica y d tomografía sísmica, interpretaciones realizadas por Cotto, et al (2018).

El método de magnetotelúrica no arrojó evidencia alguna que permita inferir la presencia de fallas o anomalías de la zona (esto debido al limitado número de sondeos y la gran distancia entre los mismos), debido a que la resolución del método implica una línea en superficie de varios puntos de adquisición para generar una sección en 2D que con un nivel de detalle suficiente que permita identificar una gran anomalía en las resistividades y se pueda asociar con la presencia de fallas en la zona. Por lo cual este método se implementó y se procesó con el fin de identificar la

litología presente en el área de estudio hasta la profundidad de 1km, ya que los análisis realizados en campo no permitieron establecer una columna estratigráfica unificada que permita medir los espesores de los depósitos cuaternarios y la formación Guayabo. Esto se realizó por medio del modelo geoelectrico en el cual se relaciona la profundidad (Km) vs la resistividad (ρ) obtenido del método MT con la tabla de resistividades de minerales y rocas de propuesto por Orellana, (1982) (figura 31). Se identificaron 5 capas:

- 1° capa:  con un espesor aproximada de 0.08 Km con resistividades entre 10^0 - 10^1 , se asocia a sedimentos superficiales.
- 2° capa:  con espesor aproximado a los 0.320 Km y con variación de resistividades entre 10^0 - 10^2 . Se asocia rocas sedimentarias tipo arenas.
- 3° capa:  con un espesor aproximado de 0.25 Km y con valores de resistividades entre 10^0 - 10^1 , se asocia rocas sedimentarias intercaladas entre arcillas y limos.
- 4° capa:  con un espesor aproximado de 0.65 Km y con valores de resistividades entre 10^0 - 10^2 , se asocia a rocas sedimentarias tipo arenas.
- 5° capa:  con un espesor aproximado 0.150 Km y con valores de resistividades entre 10^{-1} - 10^1 , se asocia a rocas sedimentarias tipo arcillas.

Estas litologías interpretadas se puede correlacionar los sedimentos superficiales con los depósitos cuaternarios, así como las rocas sedimentarias a la formación Guayabo. La discusión acerca de la estratigrafía quedo planteada en el marco geológico del presente trabajo, del cual se toma la definición de Parra (2009) para relacionar las rocas del neógeno del mapa cronoestratigráfica del Servicio Geologico de Colombia con las descripciones realizadas en campo y asociarlas a la Formación Guayabo, miembro Inferior.

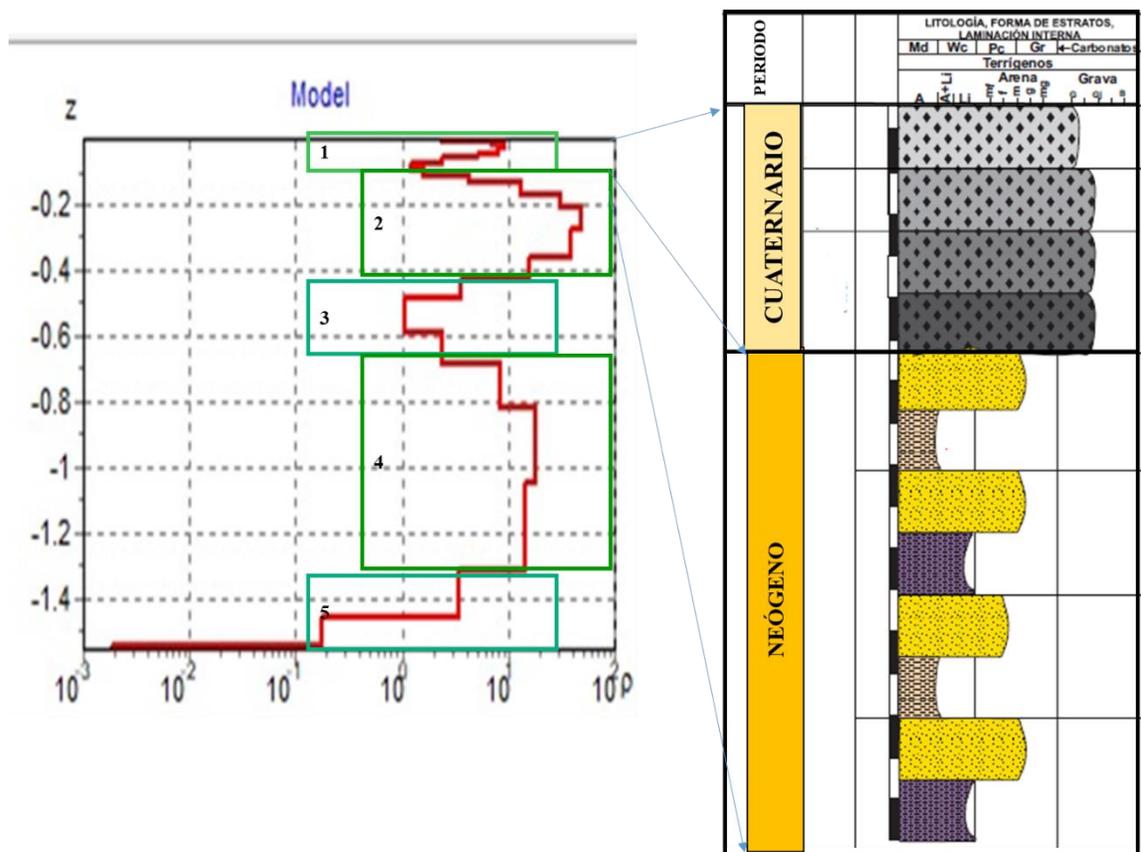


Figura 31: Análisis de resultados del método de Magnetotelúrica asociado a la tabla de resistividades de Orellana, (1982).

El resultado del método eléctrico es útil para detectar el fallamiento y deformación subsuperficial permitiendo generar imágenes que detallan estructuras de flexura asociadas con fallamiento diferenciar si los depósitos suprayacentes de una falla activa se encuentran saturados en agua, lo que podría aumentar el riesgo de efectos de amplificación sísmica en un evento sísmico y en algunos casos favorables, la inclinación de una falla y la geometría (Suzuki *et al.*, 2000). Aun así, se tiene presente que la ambigüedad de los métodos geofísicos por ser indirectos no existe una interpretación o metodología que certifique que las anomalías de las resistividades puedan ser a una causa inequívoca descartando otras posibilidades.

Para el presente estudio la interpretación de las anomalías de velocidades y resistividades determinadas se han asociado más con la posible existencia de fallas, y esto es porque no solo se tiene en cuenta las anomalías de los diferentes métodos, sino también con los datos determinados en superficie a través de la geología y la geomorfología, concluyendo en los indicios neotectónicos. Por lo cual la selección de las zonas de adquisición se realizó por una fase de pre-campo en el cual se evaluaron las zonas con estos indicios y se seleccionaron estas tres zonas por ser las de mayor evidencia. Al tratar estas como fallas inferidas se puede decir que estas tienen un rumbo aproximado de N45E, buzando hacia el NW. En el zona de adquisición del perfil geofísico 1, se puede observar la influencia que tiene la falla inferida en superficie, presentando un desplazamiento en los drenajes primarios y cambio de dirección en los secundarios, del mismo la deformación, desplazamiento y cambio de dirección de los lóbulos detríticos (figura 32A), en el zona del perfil 2 ocurre algo único y aislado de las demás zonas de estudio pues en superficie se observó un abombamiento, el cual no se relaciona con drenajes laterales que lo estén controlando, no se observan coronas de deslizamiento, no se puede asociar a un pliegue pues no muestra una estratificación, tampoco se asocia a lomos de presión pues no se evidencia fallas de transcurrentes que justifique esta geoforma., pero con la geofísica se puede establecer una zona de anomalía de resistividad que se asocia a una falla inferida y que su expresión en superficie sería este abombamiento (figura 32A) . En la zona del perfil 3 el rumbo de la falla inferida puede asociarse y explicar el deslizamiento que se presenta en la zona y que afecta la terraza de acumulación muy antigua y la Formación Guayabo (figura 32B).

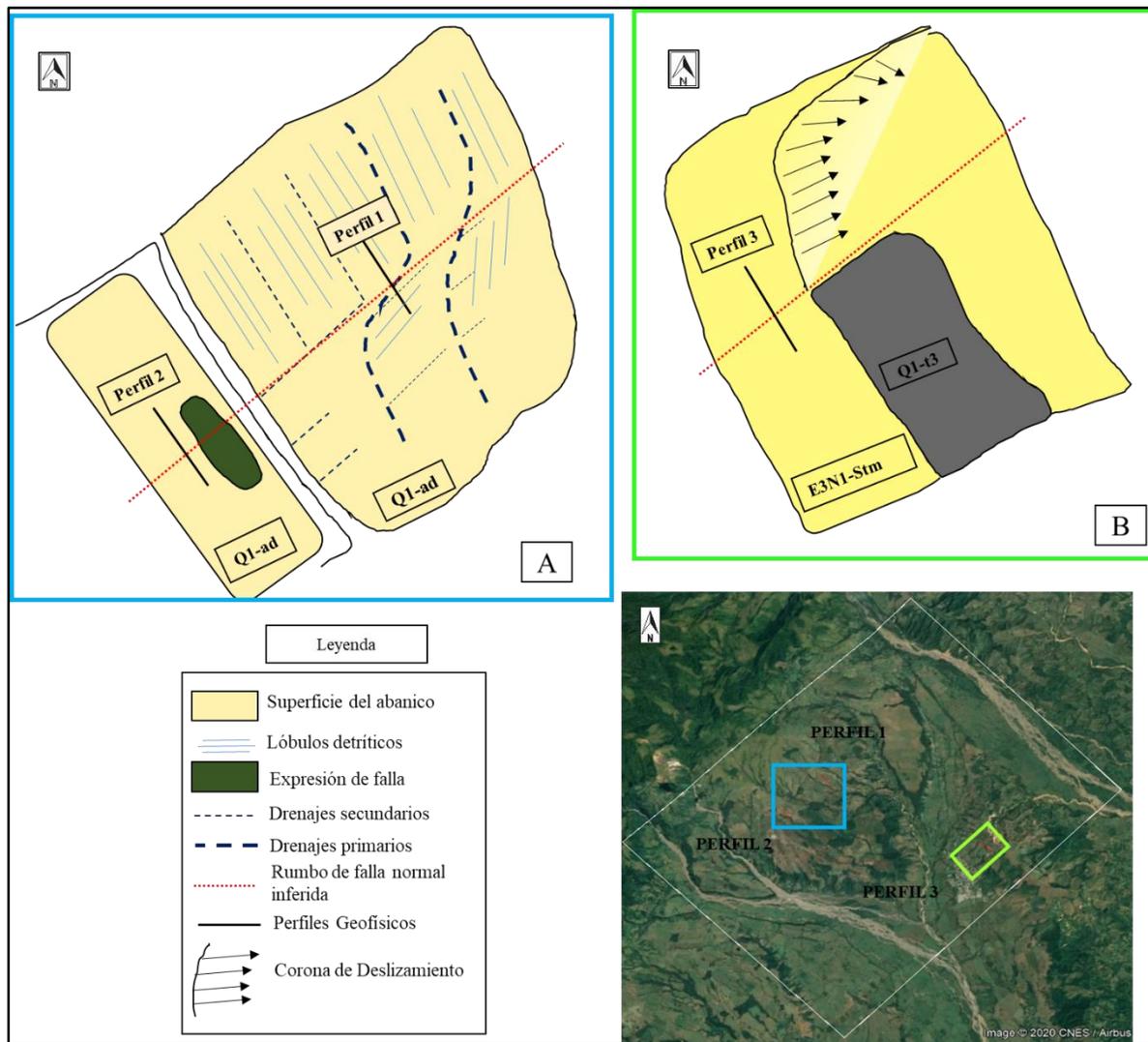


Figura 32: Relación de las fallas inferidas en los métodos geofísicos con la zona de adquisición en superficie. A) Perfil 1: Vereda San Isidro, Perfil 2 Vereda Mesa negra Grande. B) Perfil 3: Municipio de Medina.

Con lo anterior se genera el mapa neotectónico de la zona de estudio (figura 33), incorporando las fallas inferidas, y prologándolas de tal forma asociar los indicios del mapa neotectónico.

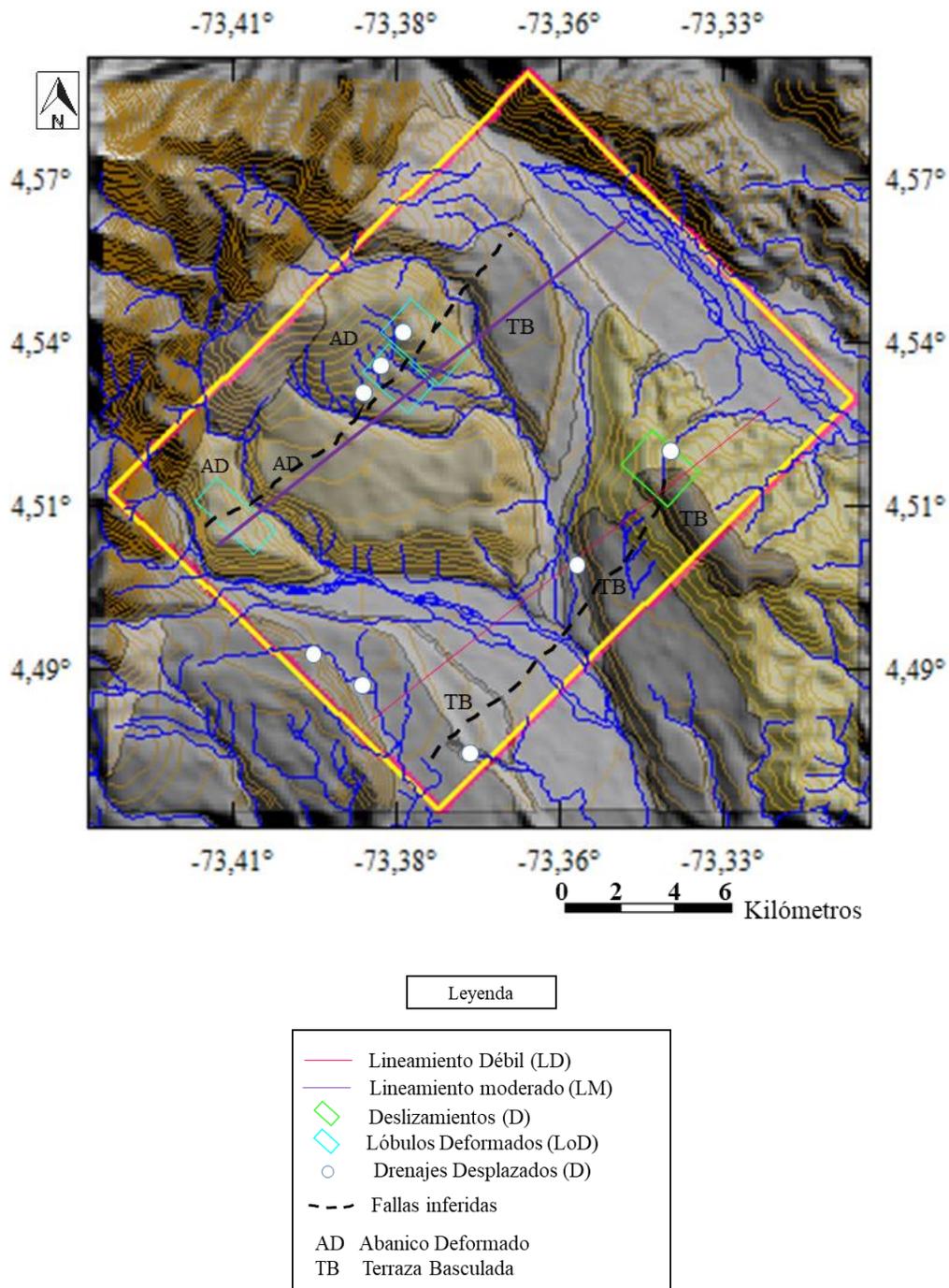


Figura 33: Mapa neotectónico a escala 1:25.000. en recuadro amarillo la zona de estudio.

Las fallas de flexura inferidas según la interpretación de los resultados se justifican en su formación como fallas de relevos inmaduras. Este tipo de origen y crecimientos de fallas se presentan como fracturas menores dentro de una rampa de relevo (figura 34-1), es decir fallas de

pequeños desplazamientos y de corta extensión que se presentan de forma aisladas que pueden estar relacionadas por medio de tensores menores que se van generando en el crecimiento de las mismas, una vez han pasado sus terminaciones, estas se superponen formando un relevo estructural, estén superpuestas o no estén vinculadas así no estén en contacto físico directo. Finalmente, las fallas pueden vincularse para formar un enlace rígido (Gawthorpe y Leeder, 2010) (figura 34-2)

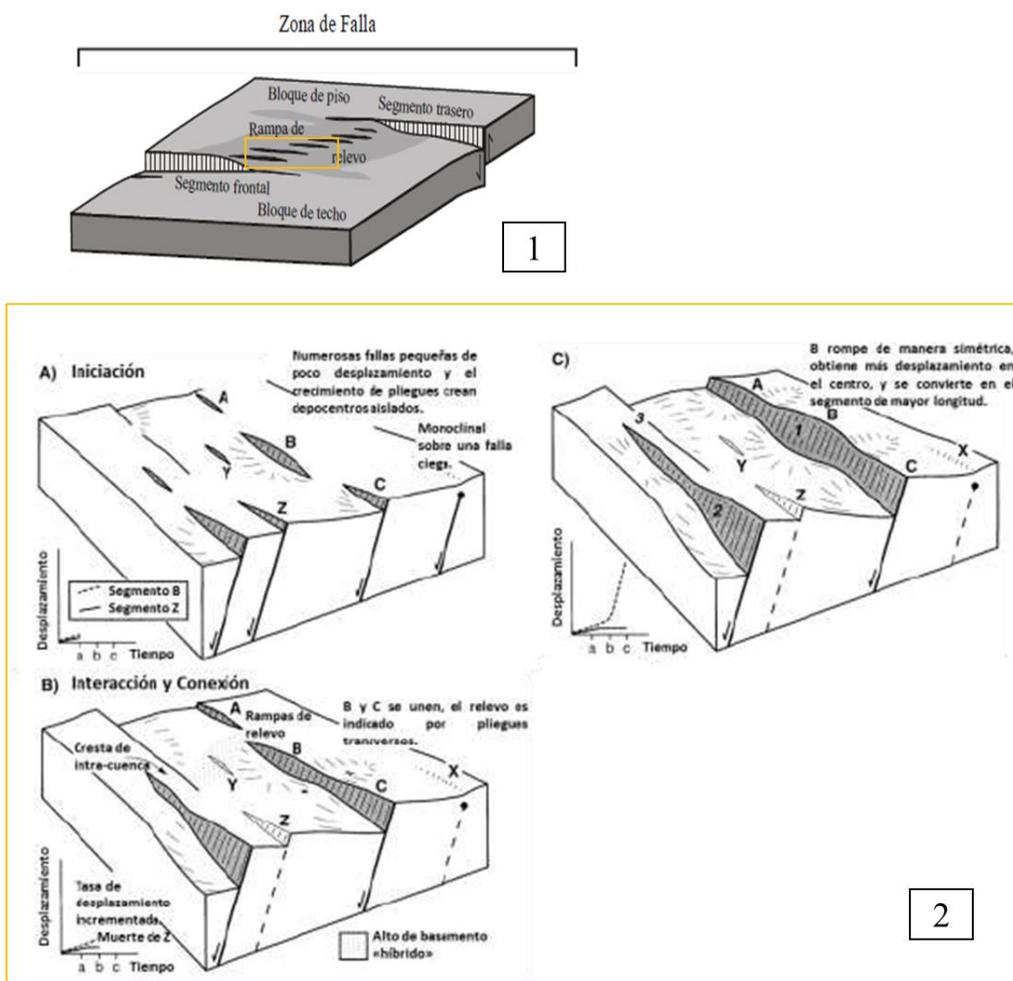
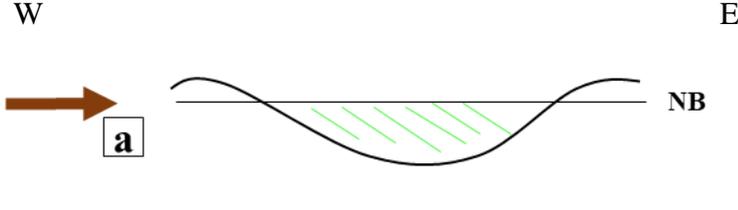
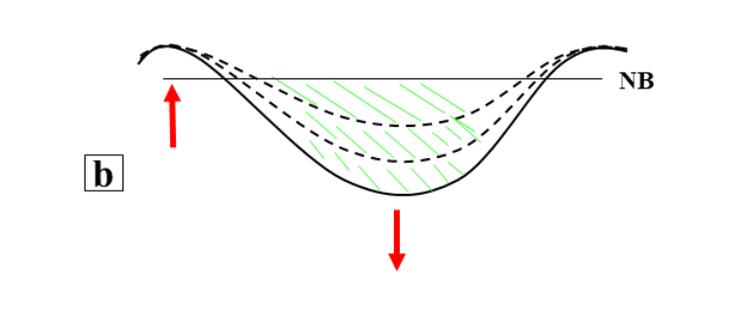
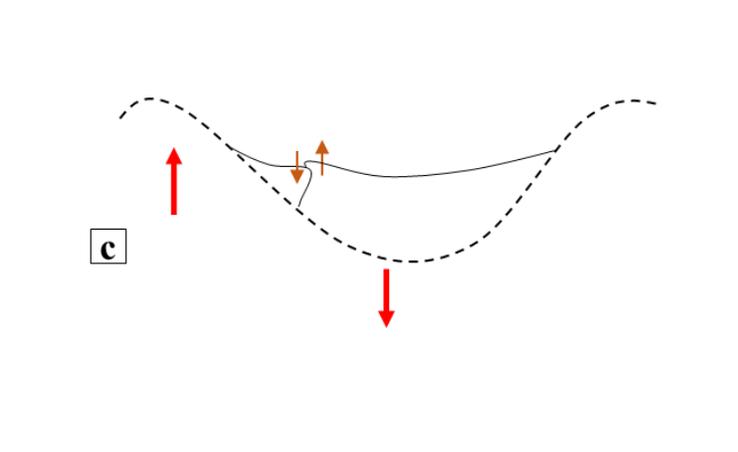


Figura 34: 1) Zona de falla y rampa de relevo (simplificado de Crider y Peacock, 2004), 2) Es la fase de iniciación de las fallas, con pequeños segmentos, (B) la fase de interacción de los segmentos para formar fallas de mayor

extensión y (C) fase final donde los segmentos ya han interactuado y alcanzaron mayores desplazamientos, los segmentos Y y Z no interactuaron, por eso su poco desplazamiento (Gawthorpe y Leeder, 2010).

Las fallas inferidas por medio de los métodos geofísicos se pueden explicar por medio del contexto tectónico local de la zona, es decir, estas fallas se están generando en la zona de relajación de una cuenca piggy abck, asociado a la subsidencia normal producto de la interacción de las fallas Tesalia – Servita y Guaicaramo formando el Sinclinal de Medina (figura 35).

 <p>a</p>	<p>El esfuerzo principal genera la cuenca piggy back, siendo una zona de relajación de los esfuerzos principales y del avance de los cabalgamientos</p>
 <p>b</p>	<p>De manera interna en la cuenca piggy back se producen esfuerzos secundarios; al Oeste el levantamiento (Anticlinal de Farallones) y al Este la subsidencia normal (Sinclinal de Medina) en la parte central de la cuenca.</p>
 <p>c</p>	<p>Las unidades en superficie como abanicos y terrazas se afectan por los esfuerzos menores, especialmente por el rápido levantamiento al Oeste que generan una flexura en los depósitos, inicialmente se presentara esto en los bordes de la cuenca. Donde los depósitos hacia el Oeste en la zona de falla quedan en superficie un abombamiento producto de este desnivel.</p>

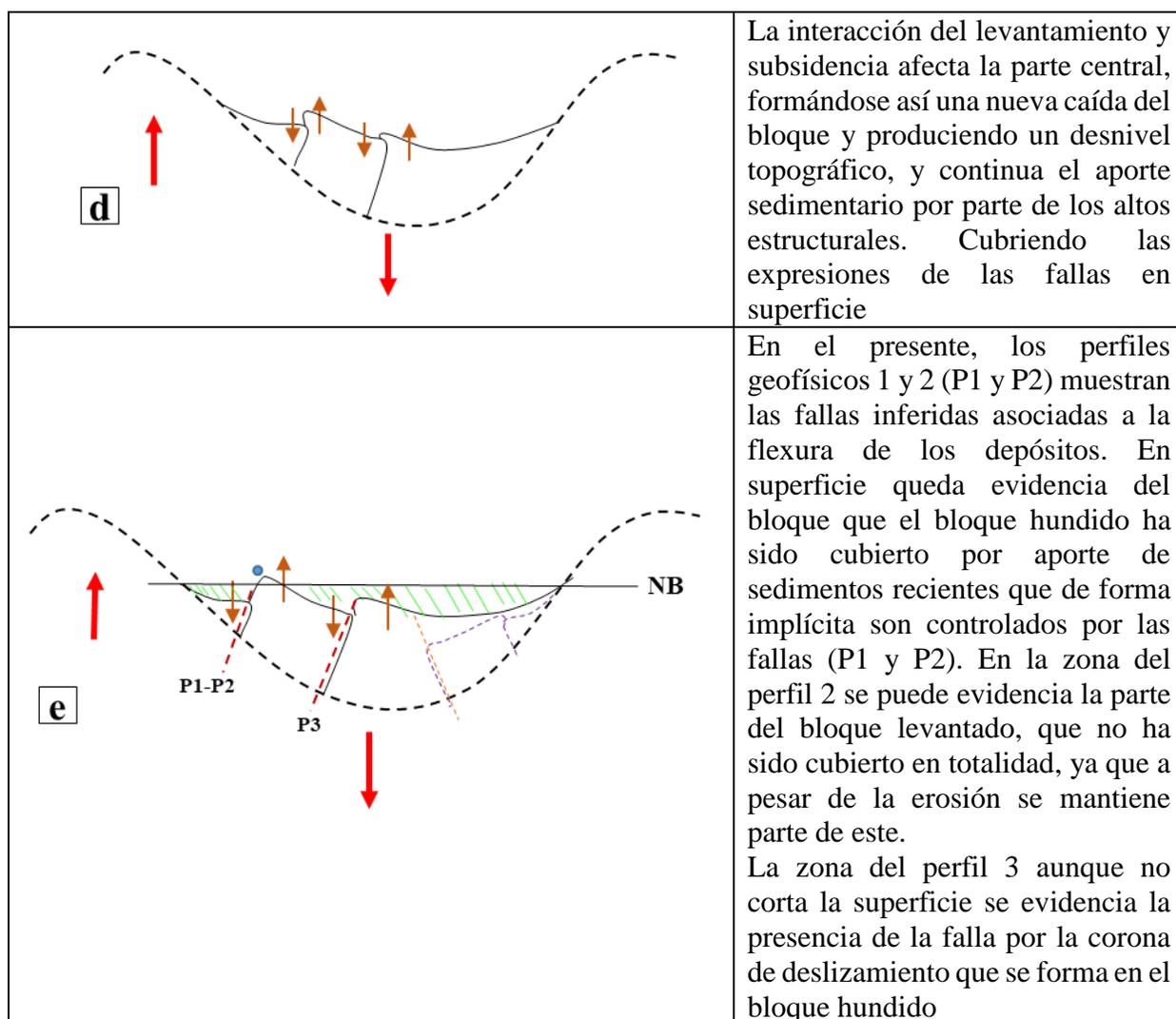


Figura 35: Evolución estructural de la zona de estudio. Flecha  : dirección del esfuerzo principal de empuje

para la formación de la cuenca piggy back. Flechas  : dirección del levantamiento del borde de la cuenca y

subsidencia flexural. Flechas  : dirección de movimientos de bloques producto de la falla normal inferida (línea

guion en rojo). Al Este del esquema e en línea guion morada se representa como se podría estar presentando como se están comportando la cuenca (de esta zona no hay información pues no se incluye en el presente trabajo).

Se han realizado estudios para comprender la formación de las cuencas Piggy back y su tectónica dentro los ambientes comprensivos. Un ejemplo de esto es el realizado por Ferrière, et al (2004), en la cuenta de Grecia. Los autores propones una evolución tectónica y la formación de

las cuencas piggy back en respuesta a la inversión de fallas originalmente normales que generan unos cabalgamientos en dirección del esfuerzo principal (figura 36), distinguen varias fases de la evolución de la cuenca. Durante el Eoceno tardío (figura 36c) (aproximadamente 10 Ma), los depocentros se encuentran dispersos y posiblemente profundos, sigue un breve episodio de compresión importante (que dura 2-3 Ma). Esto provoca fallas inversas y la inmersión del margen pelagoniano occidental (figura 36d), desde el oligoceno hasta el mioceno medio, el MHB evoluciona, paralelo (NNW-SSE) a los empujes principales y zonas externas, que se consideran como el control principal factor en la forma de la cuenca (figura 36e y 36f). La erosión tectónica en la base de la unidad pelagoniana, que migra en la misma dirección que la subpresión, puede controlar el hundimiento en ese momento. El engrosamiento general de los depósitos desde el oligoceno (formación de eptacorión) hasta el mioceno (formación de pentalofofos) está relacionado con la elevación continua de los bordes de la cuenca, principalmente en el lado oriental, debido a la formación de rampas tectónicas en el complejo sin empuje (figura 36e y 36f). Numerosas fallas normales aparecen como subsidencia y los levantamientos adyacentes migran hacia el este (figura 36g).

Los autores describen como en la zona de relajación que se presenta dentro la cuenca piggy back, esfuerzos menores y perpendiculares al principal controlan la subsidencia de la cuenca afectando a los depósitos cuaternarios, en conjunto con el levantamiento de los bordes de la cuenca. Determinan que estas fallas son normales y se originan en un ambiente tectónico al de la formación de la cuenca y los cabalgamientos. Del mismo modo establece la relación de las cuencas piggy back con las rampas tectónicas debido a la superposición de estructura u overlap.

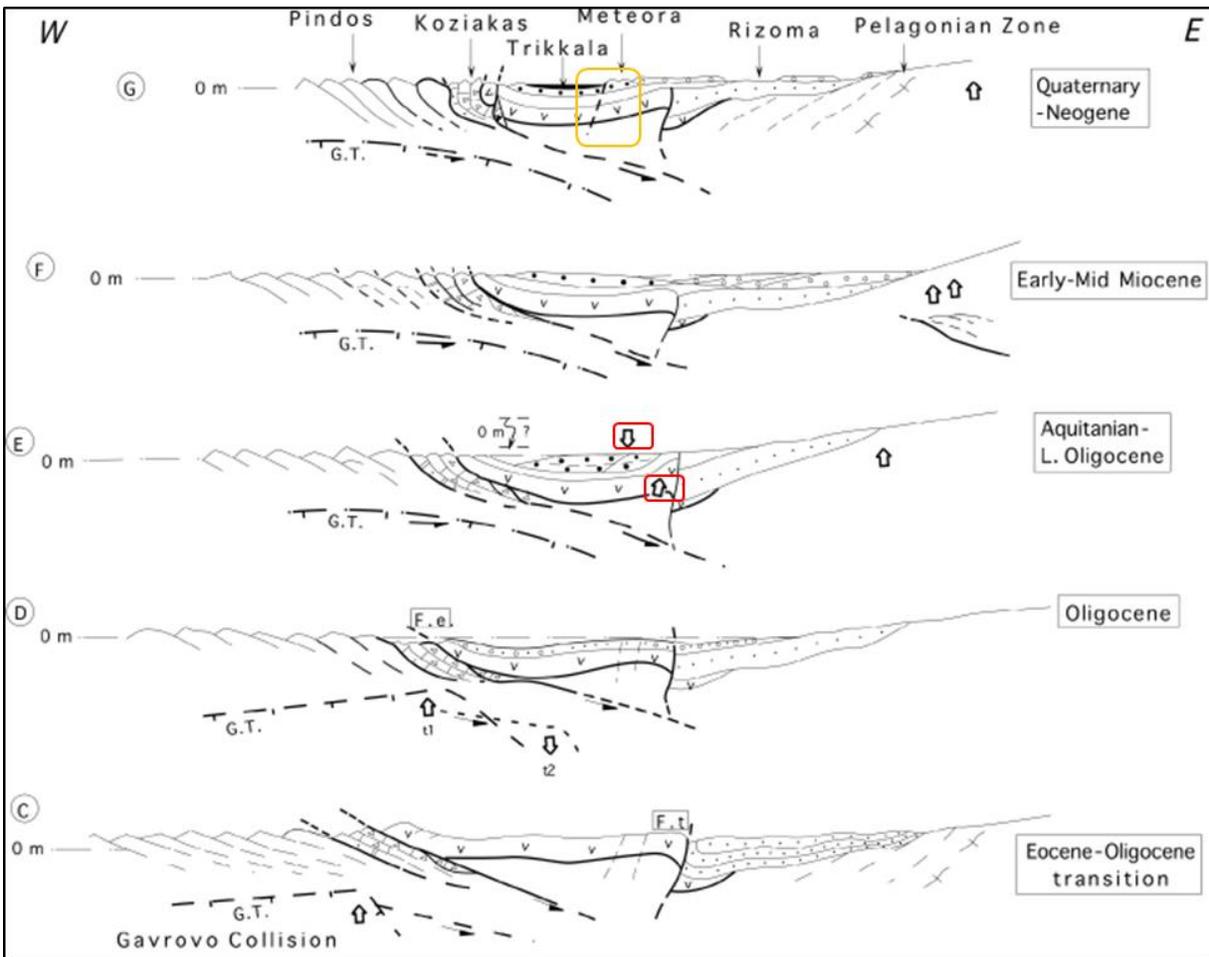


Figura 36: evolución estructural de una cuenca piggyback a partir del reactivamiento inverso de fallas normales. En cuando rojo, esfuerzos menores perpendiculares al avance del cabalgamiento por el esfuerzo principal. Cuadro amarillo, fallas normales en el frente compresivo, producto de la subsidencia y elevación de los bordes de la cuenca (modificado de Ferrière, et al 2004).

6. Conclusiones

Por medio del análisis de los mapas morfométricos, morfogenéticos, de geología y los datos de campo, se realizó la delimitación y clasificación de los depósitos cuaternarios a escala 1:25.000, que fueron denominados como: Depósitos Aluviales de Llanura y Canal (Q2-al), Depósitos Coluviales de Ladera (Q2-co); Depósitos Aluviales de Terrazas Recientes (Q2-t0), Depósitos Aluviales de Terrazas Intermedias (Q1-t1), Depósitos Aluviales de Terrazas Antiguas (Q1-t2), Depósito aluviales de Terrazas Muy Antiguas (Q1-t3), Depósitos Aluviales de Abanicos Antiguos (Q1-ad).

Los indicios de neotectónica se presentan con mayor claridad en los depósitos cercano al margen occidental de la zona estudio que involucra los Depósitos Aluviales de Abanicos Antiguos (Q1-ad) y los Depósitos Aluviales de Terrazas Intermedias (Q1-t1). De manera menos evidente la parte centro de la cuenca al Este de la zona de estudio, pero se identificó por los3.

La litología de la zona y los espesores de los depósitos cuaternarios y formaciones es complementada por medio de la interpretación del método magnetotelúrico y descripciones realizadas en campo.

En los perfiles geofísicos 1 y 2; la zona 1 a pesar de que se observa una variación lateral de resistividades, no se concluye que lo ocurrido sea por presencia de una falla, debido a la falta de argumentos o evidencias en superficie: no se puede evaluar el contacto de forma continua en la lateral y vertical, se encuentra en el extremo y parte superior de la tomografía por lo cual comparar su comportamiento resistivo o geométrico es difícil. Este mismo criterio se tiene para no sugerir fallas en la parte superior o inferior de la tomografía. Las secciones geofísicas solo muestran anomalía geométrica de la capa en el perfil 1

En los perfiles geofísicos 1 y 2 se considera que pueden haber diferentes causas para explicar las variaciones de resistividades tanto en la lateral como en la vertical, ya sea por variación litológica, de saturación de permeabilidad o si una capa es más competente que la otra, pero teniendo en cuenta que la selección de la zona se realizó por que en superficie se determinó indicios neotectónicos como desplazamientos de drenajes y modificación de la dirección de los lóbulos detríticos, el inferir la presencia de una falla explicaría lo determinado tanto en superficie como en las mediciones geofísicas en la zona 2.

La falla inferida de cinemática normal del perfil 3 se asocia al deslizamiento presentado en la vereda El Vesubio, que afecta a rocas de la Formación Guayabo.

Se asocian las fallas inferidas en los perfiles geofísicos 1, 2 y 3 corresponden a un sistema de fallas de relevo inmaduras (Véase Figura 12. Crider y Peacock 2004. Pp 39) que se encuentran en la etapa inicial de su formación (aisladas y de corto desplazamiento), por lo que estas sólo muestran evidencia de deformación en superficie y son locales en el subsuelo.

La presencia de fallas normal asociadas a una cinemática normal dentro de un sistema compresivo, se explica por los esfuerzos menores que se presentan en la zona de relajación de la cuenca piggy back, influenciado por el efecto simultáneo de la subsidencia y la elevación de los bordes de la cuenca.

La variación geométrica y de espaciamiento de la subcuenca Medina que se presenta de sur a norte, sigue el estilo de deformación presentado en los modelos evolutivos de Martínez, (2006) y Jiménez (2013).

7. Alcances y limitaciones

Para este proyecto fue difícil asociar o corroborar los resultados con otros estudios, ya que no se cuenta con información a escalas menores de 1:100.000. Por ende, se comparó y relaciono con la información geomorfológica de la plancha Cumaral 248 a escala 1:100.000 del Servicio Geológico Colombiano 2015.

No se incluyó análisis directos por medio de calitas o trincheras debido al alto costo que esto implicaría y que son necesarios para corroborar las interpretaciones.

No se presentan estudios geofísicos similares con el mismo objetivo en el Piedemonte Llanero Colombiano, por lo cual su evolución o comparación es difícil de asociar. Se compararon las interpretaciones con estudios realizados en otros países con el mismo objetivo.

La mayor limitación se presentó en el tiempo dedicado a la adquisición geofísica. fue recortado al presupuestado por 3 factores: las personas de la región son esquivas al tema adquisiciones geofísicas, la disminución del apoyo económico aprobado inicialmente para los campos tanto geofísicos y geológicos; pero el factor más relevante e imprevisto fue el mal clima en la región que afecto el acceso por las vías el Piedemonte, afectando el cronograma. Pero la fase de pre-campo permitió la selección de tres zonas con alta evidencia neotectónica que permitió cumplir los objetivos de la adquisición.

El mal tiempo climático en momentos de lluvia y nubosidad afecto la toma de datos de magnetotelúrica en campo, ya que de 5 adquisiciones solo dos no mostraron contaminación y daño en los datos.

8. Recomendaciones

- Realizar una adecuada socialización de los trabajos de grado en las comunidades para poder lograr los objetivos en las fases de adquisición de datos
- Optimizar el diseño de adquisición en el cual los sitios de interés asociados a fallas no queden ubicados en los extremos sino en partes intermedias
- Realizar más adquisiciones de refracción sísmica en la zona del perfil geofísicos 1 para que evidenciar por medio de este método la existencia de la falla.
- Realizar la adquisición de refracción sísmica en la zona del perfil geofísico 3.
- Realizar trincheras en las zonas de las adquisiciones para corroborar en físico lo determinado, debido a que no fue incluida por motivos de presupuesto económico. Y que es necesario por la escasez de los afloramientos.
- Realizar la adquisición magnetoteléfrica con más puntos de sondeo en los perfiles con la misma dirección con el fin de generar una imagen 2D detallada.
- Aplicar estos mismos métodos en la parte Este de la Subcuenca Medina para corroborar y determinar la presencia de más fallas en la región y complementar el modelo evolutivo.

Referencias Bibliográficas

- Acosta, J. (2002), Structure, tectonics and 3D models of the western foothills of the Eastern Cordillera and Middle Magdalena Valley, Colombia. PhD. Thesis. Imperial College. London.
- Alvarado, M., Cantos, G., Pérez, E., & Audemard, F. (2015). Cartografía neotectónica de la falla de boconó entre tabay y la toma, mérida- Venezuela. *Boletín de Geología*, 37(2), 47–55.
- Bayona, G., Cortés, M., Jaramillo, C., Ojeda, G., Aristizabal, J., Reyes-Harker, A. (2008). An integrated analysis of an orogen-sedimentary basin pair: Latest Cretaceous–Cenozoic evolution of the linked eastern Cordillera orogen and the Llanos foreland basin of Colombia. *Geological Society of America Bulletin*, 120: 1171–1197.
- Benson, A.K. & Mustoe, N.B., (1995). Analyzing shallow faulting at a site in the Wasatch fault zone, Utah, USA, by integrating seismic, gravity, magnetic and trench data. - *Engineering Geology*, 40: 139-156.
- Branquet, Y., Cheilletzb, A., Cobboldc, P.R., Babyd, P., Laumoniere, B., Giuliani, G. (2002). Andean deformation and rift inversion, eastern edge of Cordillera Oriental (Guatque–Medina area), Colombia. *Journal of South American Earth Sciences* 15. pp 391–407.
- Burger, R., Sheehan, A & Jones, C. (2006). Introduction of applied geophysics. 600 pages. W.W. Norton & Company, Inc. New York.
- Cagniard, L. (1953). Basic theory of the magneto-telluric method of geophysical prospecting. *Geophysics*, 18. 605-635.
- Carvajal, J., (2002). Caracterización de la metodología geomorfológica adaptada por INGEOMINAS. Documento interno INGEOMINAS sometido a discusión y modificaciones. 13p. Bogotá.
- Cataneanu, O. (2004). Retroarc foreland Systems—evolution through time. *Journal of African Earth Sciences*, 38: 225-242.
- Cediel, F., Shaw, R. & Cáceres, C. 2003). (Tectonic assembly of the Northern Andean Block. In: *The Circum-Gulf of Mexico and Caribbean Region Plate Tectonics, Basin Formations and Hydrocarbon Habitats*. American Association of Petroleum Geologists Memoirs.
- Celulosa, P. D. E., & Kraft, P. (1999). Congreso Latinoamericano de Prevención de Riesgos y Medio Ambiente, 1–18.
- Colleta, B., Hebrard, F., Letouzey, J., Werner, P., And Rudkiweicz, J. L., (1990). Tectonic style and crustal structure of the Eastern Cordillera, Colombia from a balanced cross section, in Letouzey, J., ed., *Petroleum and Tectonics in Mobile Belts*: Paris, Editions Technip, pp. 81-100.

- Cooper, M. A., Addison, F. T., Alvarez, R., Coral, M., Graham, R. H., Hayward, A. B., Howe, S., Martinez, J., Naar, J., Peñas, R., Pulham, A. J. And Taborda, A., (1995). Basin development and tectonic history of the Llanos Basin, Eastern Cordillera, and Middle Magdalena Valley, Colombia, *A.A.P.G. Bull.*, 79 (10): 1421-1443.
- Cortés, M., Colletta, B., & Angelier, J. (2006). Structure and tectonics of the central segment of the Eastern Cordillera of Colombia. *Journal of South American Earth Sciences*, 21(4), 437–465. <https://doi.org/10.1016/j.jsames.2006.07.004>.
- Correa-Otto, S., Ariza, J., Klinger, F. L., Giménez, M., & Hidalgo, A. L. (2018). Analysis of neotectonic structures in the Eastern Precordillera of Argentina in relation to seismic hazard by the application of integrated geophysical methods. *Tectonophysics*, 728, 23-33.
- Crider, J. G., (2001). Oblique slip and the geometry of normal fault linkage: Mechanics and a case study from the Basin and Range in Oregon: *Journal of Structural Geology*, vol 23, p. 1997- 2009.
- Crider, J. G., Peacock, D. C. P., (2004). Initiation of brittle faults in the upper crust: A review of field observations: *Journal of Structural Geology*, vol 26, p. 691-707.
- DeCelles, P. G. y Giles, K. A. 1996. Foreland Basin Systems. *Basin Research*, 8: 105-123.
- Demant, D., Renardy, F., Vanneste, K., Jongmans, D., Camelbeeck, T. & Meghraoui, M., (2001). Case History: The use of geophysical prospecting for imaging active faults in the Roer Graben, Belgium.- *Geophysics*, 66: 78-89.
- Dengo and Covey M. (1993). Structure of the Eastern Cordillera of Colombia: Implications for trap styles and regional tectonics. *AAPG Bulletin v 77 N° 8*.
- Derruau, M. (1967). *Geomorfología*. Barcelona, España: Ed. Ariel.
- Díaz, I. C., Lasso, A. and Stockli, D. (2013). Segmentation and growth of foothill thrust-belts adjacent to inverted grabens: the case of the Colombian Llanos foothills. *Geological Society, London, Special Publications Online First*.
- Diederix, Hans., Audemard, Franck., Osorio, Jairo Alonso., Montes, Nohora., Velandia. Francisco., & Romero, Jaime. (2006). Modelado morfotectónico de la falla transcurrente de Ibagué, Colombia. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 61 (4): 492-503.
- Diederix, H., Torres Jaimes, E., Garcia, L. F., & Oviedo, J. A. (2010). Neotectónica Del Piedemonte Llanero Entre Los Municipios De Tauramena, Monterrey Y Villanueva (Casanare).
- Duarte, Rafael., Moreno, Mauricio., Morales, Carlos & Villegas., Henry. (2010). Geología de la plancha Cumaral 248. INGEOMINAS.

- Dutta, N.P. & Saikia, B.C., (1971). Detection of a fault by the seismic refraction method in the Kopili Hydro-Electric Project, India.- *Geoexploration*, 10: 101-108.
- Edwards L.S., (1977). A modified pseudosection for resistivity and induced-polarization. *Geophysics*, 42, 1020-1036.
- Etayo, F., D. Barrero, and others. (1983). Mapa de Terrenos de Colombia. Publicaciones Geológicas Especiales del INGEOMINAS, No. 14-1; 235 p.
- ECOPETROL – ICP-GER. (1999). Modelamiento Estructural de la Cordillera Oriental.
- Fazzito, S. (2011). Estudios geofísicos aplicados a la neotectónica de la falla El Tigre, precordillera de San Juan.
- Gawthorpe, R., y Leedert, M., (2001). Tectono-sedimentary evolution of active extensional basins. *Basin Research*. (12), pp.195-218.
- GEOESTUDIOS. (1994). Sección estratigráfico-estructural Mambita-San Pedro de Jagua (Cundinamarca). ECOPEOTROL. Bogotá D.C. 16 p.
- Harvey, A.M., Mather, A.E., Stokes, M., (2005). Alluvial fans: Geomorphology, Sedimentology Dynamics Introduction. A review of alluvial-fan research: Geological Society of London, Special Publication 251, 1-7.
- Hooke, R.L.B., (1972). Geomorphic evidence for Late Wisconsin and Holocene tectonic deformation, Death Valley, California: *Geological Society of America Bulletin*, 83, 2073-2098.
- Hus, R., Acocella, V., Funicello, R., De Batist, M., (2005). Sandbox models of relay ramp structure and evolution: *Journal of Structural Geology*, vol. 27, p. 459-473.
- Jimenez, L., Mora. A., Casallas, W., Silva, A., Tesón., E., Tamara, J., Namson, J., Higuera-Larsen, P.H. (1988): Relay structures in a Lower Permian basement-involved extension system, East Greenland. *Journal of Structural Geology*, 10: 3–8.
- K. Teheran., y L. Tapia. (2018). “Análisis neotectónico de la falla río seco, ciudad de Valledupar, Cesar”, *Investigación e Innovación en Ingenierías*, vol. 6, n°. 1, pp. 40 - 57., DOI: <https://10.17081/invinno.6.1.2774>.
- Linkimer, L. (2003). Neotectónica del extremo oriental del cinturón Deformado del Centro de Costa Rica. 114 págs. Universidad Costa Rica, San José [Tesis Lic].
- Loke, M., Barker, R. (1996). Rapid least – squares inversion of apparent resistivity pseudosections using a quasi – Newton method. *Geophysical Prospecting*. Volumen 44. pp.131 – 152.
- Loke, M.H., (2002). Rapid 2-D resistivity and IP inversion using the least-squares method. *Geoelectrical Imaging 2-D and 3-D*. Geotomo Software.

- Gómez, J., Montes, N.E., Nivia, Á. & Diederix, H., compiladores. (2015). Mapa Geológico de Colombia 2015. Escala 1:1 000 000. Servicio Geológico Colombiano, 2 hojas. Bogotá.
- López, E. (2004). Aspectos más relevantes de la geomorfología y geología y del piedemonte llanero de Colombia. INGEOMINAS.
- Martínez Gallego, J., Goy, J. L., & Zazo, C. (1987). Un modelo de mapa neotectónico en la región nor-oriental de la Provincia de Valencia (España). *Estudios Geol.*, 43, 57–62.
- Millán, J. L., & Perucca, L. P. (2011). Análisis neotectónico del extremo norte del sobrecorrimiento la cantera, Provincia de San Juan, Argentina. *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas*, 28(3), 337–348.
- Milsom, J., (2003). *Field Geophysics*. - 249 p. Ed. Wiley, Londres, Reino Unido.
- Miranda-Avilés R., M. J. Puy-Alquiza, Y. R. Ramos-Arroyo, R. Navarro-Barrera, T. Frías-Guerrero y A. Lira-Mares (2005), “Terrazas fluviales del Río Guanajuato y su relación con jales mineros e inundaciones históricas en la ciudad de Guanajuato”, Reunión anual de la Unión Geofísica Mexicana, Abstracts con programas, vol. 25, no. 1, pp. 165-166.
- Montero, W., & Kruse, S. (2014). Neotectónica y geofísica de la Falla Aguacaliente en los Valles Coris y El Guarco, Costa Rica. *Revista Geológica de América Central*, (34–35). <https://doi.org/10.15517/rgac.v0i34-35.4225>.
- Mora, A., Parra, M., Strecker, M.R., Kammer, A., Dimaté, C., & Rodríguez, F., (2006). Cenozoic contractional reactivation of Mesozoic extensional structures in the Eastern Cordillera of Colombia. *Tectonics*, Vol. 25, pp. 1-19.
- Mora, A. Horton, B. Mesa, A. Rubiano, J. Ketcham, R. Parra, M. Blanco, V. Garcia, D. Stockli, D. (2009). Cenozoic deformation migration in the Eastern Cordillera of Colombia interpreted from fission track results and structural relationships: Implications for hydrocarbon systems. *American Association of Petroleum Geologists Bulletin*, V. in press.
- Orellana, E 1982. “Prospección geoelectrica en corriente continua”. Biblioteca Técnica Philips. 580 págs.
- Parra, M. (2008). Cenozoic foreland basin evolution in the northern Andes: insights from thermochronology and basin analysis in the Eastern Cordillera, Colombia. Tesis doctoral, Universität Postdam, Alemania, 146p.
- Pastor, A., Babault, J., Teixell, A. & Arboleya, M. L. (2012). Intrinsic stream-capture control of stepped fan pediments in the High Atlas piedmont of Ouarzazate (Morocco), *Geomorphology* 173-174:88-103.
- Peacock, D. C. P., Sanderson, D. J., (1991). Displacement, segment linkage and relay ramps in normal fault zones: *Journal of Structural Geology*, vol, 13, no. 6, p. 721-733.

- Peacock, D. C. P., Knipe, R. J., Sanderson, D. J., (2000). Glossary of normal faults: *Journal of Structural Geology*, vol. 22, p. 291-305.
- Perucca, L., Mehl, A. E., & Zárata, M. A. (2009). Neotectónica y sismicidad en el sector norte de la depresión de tunuyán, provincia de Mendoza. *Revista de La Asociación Geológica Argentina*, 64(2), 263–274.
- Pinto Valderrama, J. E. (2015). Morfotectónica aplicada al análisis estructural del piedemonte llanero en el área de la cuenca de medina, cundinamarca. Congreso Colombiano, 2012. <https://doi.org/10.1029/2005RG000183>.
- Ramírez-Arias J.C. (2010). Evolución Tectónico-sedimentaria en el sinclinal de Nunchía durante el Mioceno. Tesis de Maestría, Universidad Industrial de Santander, 107 p.
- Reyes, J., Silva, M., Munar, F., Lasso, A., and Bohórquez, J., (1991). Objetivos estratigráficos en la Subcuenca Apiay Ariari. En Memorias IV Simposio Bolivariano “Exploración Petrolera en las Cuencas Subandinas” Tomo I. ACGGP Bogotá, Colombia.
- Reynolds, J. (1997). *An Introduction to Applied and Environmental Geophysics*. - 796 p. Ed. Wiley, Londres, Reino Unido.
- Rizzo, E., Colella, A., Lapenna, V. & Piscitelli, S., (2004): High-resolution images of the fault-controlled High Agri Valley basin (Southern Italy) with deep and shallow electrical resistivity tomographies.- *Physics and Chemistry of the Earth*, 29: 321-327.
- Rodríguez, J., Flores, E. (1991). Evidencias de deformación neotectónica en el sector de Lepe-La Antolla (Huelva). *Cuaternario y Geomorfología* 5, pp 131-138.
- Robertson, K. G. (2007). Morfotectónica y dataciones del fallamiento activo del piedemonte llanero, Colombia, Sudamérica. *Cuadernos De Geografía: Revista Colombiana De Geografía*, 16, 190–120.
- Santibáñez, I., García, T., Sielfeld, G., Pérez, N., Becerra, A., Benitez, C., Stanton-yonge, A. (2015). Evidencias Geofísicas de Actividad Neotectónica en la Falla Aeropuerto, XIV Congreso Geológico Chileno. Pág. 348–351.
- Sarmiento, L.F., (2001). Mesozoic Rifting and Cenozoic Basin Inversion History of the Eastern Cordillera, Colombian Andes. Ph.D Thesis, Vrije Universiteit, Amsterdam, pp. 72-180.
- Sarmiento-Rojas, L.F., Van Wess, J.D., and Cloetingh, S., (2006), Mesozoicvtranstensional basin history of the Eastern Cordillera, Colombian Andes: Inferences from tectonic models: *Journal of South American Earth Sciences*, v. 21, p. 383–411, doi: 10.1016/j.jsames.2006.07.003.
- Servicio Geológico Colombiano, (2015). Anexos de la memoria explicativa de la zonificación de la susceptibilidad y la amenaza relativa por movimientos en masa escala 1:100.000 plancha

- 248 – Cumaral.Silva, P., Goy, J. L., & Zazo, C. (1988). Neotectónica del sector centro meridional de la Cuenca de Madrid. *Estudios Geológicos*, 44, 415–427.
- Simpson, F., & Bahr, R. (2005). *Practical magnetotellurics*. 270 pags. Cambridge University Press, Cambridge, UK.
- Suski, B., Brocard, G., Authemayou, C. & Consenza, B., (2010). Localization and characterization of an active fault in an urbanized area in central Guatemala by means of geoelectrical imaging.- *Tectonophysics*, 480: 88-698.
- Suivres, G.M., (2013), Geomorfología tectónica y evolución del relieve en un sector del Piedemonte occidental de la sierra Chica de Zonda, Precordillera Oriental, Argentina: *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas*, v. 30, núm. 2, p. 324-335.
- Suzuki, K., Shinji, T., Kenichiro, K., Yasuhiro, F., Mogi, T. & Akira, J., (2000). Case studies of electrical and electromagnetic methods applied to mapping active faults beneath the thick Quaternary.- *Engineering Geology* , 56: 29-45.
- Ulloa C., y Rodríguez, E, (1976). Geología del Cuadrángulo K13- Tauramena. *Boletín Geológico, INGEOMINAS*, V XXII, pp. 3-56.
- Van Dam, R.L., (2012): Landform characterization using geophysics. - *Geomorphology*, 137: 57-73.
- Van Der Hammen, T., (1960). Estratigrafía del Terciario y Maastrichtiano continentales y tectogénesis de los Andes Colombianos. Servicio Geológico Nacional, Bogotá, Informe 1279, pp. 73-126
- Verbeeck, K., Beatse, H., Vanneste, K., Renardy, F., Van Der Meer, H., Roy-Chowdhury, K., Camelbeeck, T., (2000). Geomorphic and geophysical reconnaissance of the Reppel and Bocholt faults, NE Belgium. Workshop proceedings of HAN2000: Evaluation of the potential for large earthquakes in regions of present day low seismic activity in Europe”, Han-sur-Lesse, Belgium, pp. 167–170.
- Winslow., 1986. Atlas de deformaciones cuaternarias de los Andes.
- Zhang, H., Gong, Y.L., Liu, Q.C. & Deng, J.Z., (2011). Application research of electromagnetic method in detecting deep structure of the preselected site rock mass. – *Procedia Earth and Planetary Science*, 2: 241-246.